Hydrogeochemische Verhältnisse im Flutungswasser eines Uranbergwerks – Die Lagerstätte Niederschlema/Alberoda

Dissertation
zur Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften,

vorgelegt von
Dipl.-Geol. Christian Wolkersdorfer
aus Wendelstein, Mittelfranken

genehmigt von der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Technischen Universität Clausthal

Tag der mündlichen Prüfung:

6. November 1995

Die vorliegende Arbeit wurde am
Institut für Geologie und Paläontologie
der Technischen Universität Clausthal durchgeführt.

2. korrigierte Auflage, 2007

Hauptberichterstatter: **Univ.-Prof. G. Reik, PhD**
Berichterstatter: **Univ.-Prof. Dr. W. van Berk**

Allen Wismut Kumpeln gewidmet, die ihr Leben oder ihre Gesundheit hergaben,
um der KPdSU- und SED-Diktatur das Metall zu verschaffen, mit dessen Hilfe
sie ein halbes Menschenleben lang einen Teil der Welt bedrohten.

„Der einzige Unterschied zwischen einem Verrückten und mir ist der, daß ich nicht verrückt bin“

Salvador Felipe Jacinto Dalí y Domenech (1942)

Inhaltsverzeichnis

1 Vorwort

1.1 Einleitung

Mit Vollendung der deutschen Einheit ist die Sowjetisch-Deutsche Aktiengesellschaft (SDAG) Wismut in den Besitz des Bundesministeriums für Wirtschaft übergegangen. Sie produzierte bis 1991, von wenigen Ausnahmen abgesehen (KARLSCH 1993), ausschließlich für die Sowjetunion Uran (MAGER & VELS 1993). Damit wurde die größte Altlast der neuen Bundesländer mit einem geschätzten Sanierungsaufwand von 13 Milliarden DM (BUNDESMINISTER FÜR WIRTSCHAFT 1993) in die Verantwortung der Bundesrepublik Deutschland überführt.

„Die Bewältigung dieser Erblast aus 40jähriger DDR-Vergangenheit gestaltet sich schwierig und langwierig", so der ehemalige Bundesumweltminister Dr. Klaus Töpfer (BUNDESUMWELTMINISTERIUM 1994), „Hier handelt es sich um ein aufwendiges Großprojekt, das in diesem Umfang bisher auf der Welt beispiellos ist. Deshalb werden höchste Anforderungen an alle Beteiligten gestellt. Altlastenermittlung, Sanierungsplanung und Konzeptfindung müssen auf solider fachlicher Grundlage durchgeführt werden. Die vollständige Sanierung dieser Bergbaustandorte wird noch Jahre, wenn nicht Jahrzehnte in Anspruch nehmen".

Ziel der vorliegenden, in das Sanierungskonzept der Wismut GmbH eingebundenen Arbeit ist es, eine Möglichkeit zu finden, den Austrag umweltgefährdender Stoffe aus dem Bergwerk in die Umwelt zu minimieren. Dazu müssen die zeitliche und räumliche Änderung der Konzentrationen unterschiedlicher Wasserinhaltsstoffe in den Sickerwässern und dem Grubenwasser des ehemaligen Uranbergwerks Niederschlema/Alberoda geklärt sein.

Alle Ergebnisse und Verfahrensschritte wurden am Institut für Geologie und Paläontologie, Abteilung Ingenieurgeologie, der Technischen Universität Clausthal gewonnen. Sie wurden im Rahmen der Kooperation mit der Hauptabteilung T 1 der Wismut GmbH diskutiert und an den lokalen Verhältnissen des Bergwerks Niederschlema/Alberoda überprüft (SDAG WISMUT & TECHNISCHE UNIVERSITÄT CLAUSTHAL 1991).

Die Anregung zu dem hier vorgestellten Thema kam von Herrn Dr. Roland Hähne (ehemaliger Leiter des Geschäftsbereichs Umweltengineering) und Herrn Dipl.-Geol. Bernd Müller (ehemaliger Leiter der Gruppe im Büro für Umwelt/Chemnitz) im Dezember 1990. Damals war die SDAG Wismut gerade dabei, die Zeit der strengsten Geheimhaltung hinter sich zu lassen, um zur Wismut AG zu werden.

Infolge des politischen Wandels mußte sich die Themenstellung den jeweils geänderten Zielvorgaben und Wissensständen der SDAG Wismut, Wismut AG und Wismut GmbH anpassen, was zu unvermeidlichen Abstrichen beim einen oder anderen Themenkomplex führte. Im Gegenzug mußten Fragestellungen hinzugenommen werden, denen zu Beginn der Arbeit kaum Beachtung geschenkt wurde.

1.2 Danksagung

Eine Arbeit wie die vorliegende ist ohne die Mithilfe und Unterstützung einer Vielzahl von Personen nicht durchführbar. Dies gilt besonders für die große Zahl von Messungen, Wasserentnahmen und Geräteinstallationen im Bergwerk Niederschlema/Alberoda.

Ich möchte mich daher an erster Stelle bei meinem Freund Günter Fröhlich und dessen Mitarbeiter Gerd Lein vom Sanierungsbetrieb Aue bedanken, die mich auf fast allen meinen Grubenfahrten begleiteten.

Dies wäre nicht möglich gewesen ohne die Zusammenarbeit mit Dr. Jürgen Meyer und seinen Vorgesetzten Dipl.-Chem. Jochen Schreyer, Dr. habil. R. Hähne (jetzt HGC Chemnitz), Dr. M. Hagen

und Prof. R. Gatzweiler von der Hauptabteilung T1 bei der Wismut GmbH in Chemnitz. Sie sorgten darüber hinaus für die notwendige vertragliche und rechtliche Grundlage der Kooperation und für Einfahrgenehmigungen bei den Leitern des Sanierungsbetriebes Aue, Herrn Christoph Rudolph und Herrn Sigfried Geyer.

Besonderer Dank gilt selbstverständlich meinem Doktorvater Univ.-Prof. Gerhard Reik, PhD, der mir diese Arbeit ermöglichte und stets zu Diskussionen bereit stand. Herrn Univ.-Prof. Wolfgang van Berk danke ich für die freundliche Übernahme des Korreferats und seine fachliche Unterstützung bei chemischen Fragestellungen.

Größter Dank jedoch gebührt Ulrike. Ihrer Aufmerksamkeit bei einem Kundengespräch in Chemnitz verdanke ich den ersten Kontakt zur SDAG Wismut im Dezember 1990.

Weiterhin möchte ich folgenden Einzelpersonen und Institutionen danken, die zum Gelingen meiner Arbeit einen mehr oder weniger großen Beitrag geleistet haben:

Wismut GmbH, Dipl.-Ing. Udo Wirth zur Osten, Kathrin Huth, LUT Jena, Dr. K. Nindel, Dipl.-Geol. Jan Richter, Dipl.-Geol. Ulli Hiller, Kai Wagner, Mitarbeiter der Bayerischen Vereinsbank Chemnitz, Dr. Thomas Rückwald, Dr. Kathrin Stein, Dr. Melanie Rieckhoff, Frau Hanna Brouwer, Mitarbeiter und Kollegen des Instituts für Geologie und Paläontologie, Dipl.-Geol. Helmut Fetzer, Bibliothek der TU Clausthal, Klaus Schlüter, LogIn GmbH, Dr. Gerhard Lange, Dipl.-Geol. Wolfgang Büder, Siegfried Faßmann, Dipl.-Ing. Adam Jereczek, Dipl.-Chem. Volker Göbner, Familie Zier, Dipl.-Ing. geol. Irena Trebušak, Prof. Miran Veselič, Dason, Prof. Yuri Schukolyukov, Dr. Janine Teuppenhayn, Dipl.-Ing. oec. Ramona Olschewski, Georg Heindl, Herbert Zerbe (Institut Fresenius), Ponce Nguema.

Finanzielle und ideelle Unterstützung wurden gewährt von der Deutschen Forschungsgemeinschaft Bonn (Re 920/1, 2), der Wismut GmbH Chemnitz und der Hanns-Seidel-Stiftung München.

2 Zusammenfassung

Aus wirtschaftlichen und umweltrelevanten Gründen wird seit 1991 das ehemalige Uranbergwerk Niederschlema/Alberoda bei Aue im Erzgebirge geflutet. Dort produzierte die Wismut zwischen 1945 und 1991 etwa 81.000 t Uran für die Sowjetunion.

Die Ganglagerstätte, mit Pechblende als wichtigstem Uranerz, befindet sich in kontakt- und regionalmetamorph veränderten ordovizischen bis devonischen Gesteinen im Kontaktbereich des Auer Granits.

Ein offener Grubenraum mit etwa 36 Millionen m^3 Volumen, der sich auf 50 Hauptsohlen bis zu einer Teufe von etwa 2000 Metern verteilt, wird durch die voraussichtlich bis ins Jahr 2000 andauernde Flutung mit Wasser gefüllt. Von der Tagesoberfläche aus dringen Niederschlagswässer in das Gebirge ein und gelangen als Sickerwässer über die Grubenbaue in das Grubengebäude. Dauerhafte Sickerwasserzuflüsse aus Klüften und Störungen sind selten, unterhalb eines bestimmten Niveaus fast gar nicht vorhanden.

Wie die statistischen und hydrogeochemischen Auswertungen von Analysen mit jeweils bis zu 60 Parametern zeigen, lassen sich die Wässer im Bergwerk drei Typen zuordnen: Sickerwässer, intermediäre Wässer und Grubenwasser. Alle drei Typen weisen signifikant unterschiedliche chemische Charakteristika auf, wobei Sickerwasser am wenigsten, Grubenwasser am stärksten mineralisiert ist. Während Sickerwässer und intermediäre Wässer im Untersuchungszeitraum von Januar 1991 bis Dezember 1994 keine statistisch signifikante Änderung ihrer physikochemischen Parametern zeigen, sind die Werte der meisten physikalisch-chemischen Parameter des Grubenwassers bis 1994 mehr oder weniger kontinuierlich angestiegen. Ende 1994 hat sich bei vielen Parametern der Anstieg verlangsamt oder ist zum Stillstand gekommen. Dies beruht entweder auf einer Sättigung des Wassers oder einer zeitlich begrenzten Gleichgewichtseinstellung durch Auflösung oder Ausfällung anderer Phasen.

Zur Bestimmung der hydrodynamischen Situation im Grubenwasser wurden ein Tracerversuch sowie zahlreiche teufenabhängige Temperatur-, Leitfähigkeits-, pH- und Redoxmessungen durchgeführt. Der Tracerversuch mit Bärlappsporen belegte eine vollständige Durchmischung des Grubenwassers in weniger als fünf Wochen. Den physikochemischen Messungen ist eine Schichtung des Wasserkörpers mit unterschiedlich mächtigen Bereichen zu entnehmen, in denen Konvektion oder Diffusion vorherrschen.

Aus Vergleichen historischer Wasseranalysen mit denen von heute ist erkennbar, daß es keine signifikanten Unterschiede in den chemischen Eigenschaften der heutigen Sickerwässer und der historischen Quellwässer gibt, die in den Schlemabach und die Zwickauer Mulde flossen bzw. fließen.

In Verbindung mit den Erfahrungen über Grubenflutungen aus der Literatur zeigt sich, daß in Niederschlema/Alberoda der Austritt stark schadstoffhaltigen Wassers aus dem Grubengebäude in die Umwelt vermeidbar ist. Dazu ist es notwendig, die vertikalen Wasserwegsamkeiten soweit wie möglich zu unterbinden, indem zwischen noch zu bestimmenden Sohlen Dammbauwerke eingebracht werden. An offenen vertikalen Verbindungen, die nicht vollständig hermetisierbar sind, werden Sickerwässer das Grubenwasser überschichten, so daß kein kontaminiertes Grubenwasser in die Umwelt gelangen wird.

Summary

Hydrogeochemical conditions in the flood water of a uranium mine – reservoir exploration at Niederschlema/Alberoda

For reasons of economic viability and environmental considerations, the former uranium mine Niederschlema/Alberoda near Aue in the Erzgebirge (Ore Mountains) has been flooded since 1991. Between 1945 and 1991 the Wismut Company produced approximately 81,000 metric tons uranium there for the Soviet Union.

The vein deposit with pitchblende as the most important uranium ore is found in Ordovician to Devonian contact metamorphosed rocks and in regional metamorphosed rocks in the contact aureole of the Aue granite.

An open underground work of some 36 million m^3 volume, spread out over 50 main levels to a deepness of approximately 2000 metres is expected to be filled with water from flooding into the year 2000. From the day surface rain water penetrates the mountains and seeps into the underworkings via the fractures. Constant gravitational water influx from crevasses and faults is rare, and below a certain level almost never happens.

In statistical and hydrogeochemical evaluation of analyses, each with up to 60 parameters, it is shown that the water in the mine can be classified into three types: drainage water, intermediary water and mine water. All three types show significant differentiation in their chemical characteristics, whereby drainage water has the least mineral content and mine water the most. During the period of examination from January 1991 to December 1994, drainage and intermediary waters revealed no statistically significant changes in their physicochemical parameters, whereas the value of most of the physicochemical parameters of the mine water have increased more or less constantly up to 1994. At the end of 1994 the rate of increase in many of the parameters had slowed down or come to a halt. This is either a result of saturation of the water or it is a balance reaction of limited duration.

To determine the hydrodynamic situation of the mine water a tracer experiment was carried out together with numerous deepness dependent temperature, conductibility, pH and redox measurements. The tracer experiment with club moss spores (*Lycopodium clavatum*) gave evidence of a complete mixing through of the mine water in less than five weeks. The physicochemical measurements indicate a stratification of the body of water with various levels of abundance, where convection or diffusion are prevalent.

By comparing historical water analyses with those of today it is evident that there are no significant differences in the chemical properties of drainage water nowadays and the spring water of historical date, which flowed or still flow into the rivulets of Schlemabach and Zwickauer Mulde.

In connection with recorded experience of floodings of a mine can be seen that in Niederschlema/Alberoda, the outflow of heavily contaminated water from the underground working into the environment can be avoided. For this it is necessary to cut off the vertical water conductivity potential as far as possible, by constructing dams between certain levels. In the case of open vertical connections, which cannot be fully hermetically closed off, the drainage water will form a stratification on the top of the mine water, so that no contaminated mine water enters the environment.

Résumé

Les hydrogéochimiques dans l'eau d'immersion d'une mine d'uranium – Le gisement de Niederschlema/Alberoda

Depuis 1991 l'ancienne mine d'uranium de Niederschlema/Alberoda près d'Aue dans le Erzgebirge (Monts Métallifères) inondée pour des raisons économiques et de protection de l'environnement. C'est ici qu'entre 1945 et 1991 la société Wismut produisait à peu près 81.000 tonnes d'uranium pour l'Union Soviétique.

Le gisement filonien avec pechblende comme le plus important minerai d'uranium se trouve dans la roche ordovicienne jusqu'à la roche dévonienne modifiée par métamorphose de contact et métamorphose régional dans l'auréole de contact du granit d'Aue. Jusqu'à l'an 2000 une mine au fond avec un volume d'environ 36 millions de m^3, qui se répartit sur 50 étages principaux jusqu'à une profondeur d'environ 2000 mètres, sera rempli d'une immersion d'eau probablement jusqu'à l'an 2000. De la surface journalière des eaux de pluie pénètrent dans la montagne et atteignent comme eaux d'infiltration par la fracture dans toute la mine. Des afflux d'eau d'infiltration durables provenant de fissurations ou de perturbations sont rares, pratiquement non existantes à partir d'un certain niveau.

Les eaux de mine peuvent être classifiées en trois types, comme le démontrent les évaluations statistiques et hydrogeochimiques des analyses avec jusqu'à 60 paramètres: eaux d'infiltration, eaux intermédiaires et eaux de mine. Ces trois types présentent de façon signifiante différentes caractéristiques chimiques, avec le moins de mineralisation des eaux d'infiltration pendant les eaux de mine sont plus fortement mineralisées. Les eaux d'infiltration et les eaux intermédiaires n'ont démontré du côté statistiques aucune modification signifiante de leurs paramètres physiquo-chimiques durant la période d'analyse entre janvier 1991 et décembre 1994, ce sont les taux de la plupart des paramètres physico-chimiques des eaux de mines qui ont plus ou moins augmenté jusqu'en 1994. En fin de 1994 l'augmentation de nombreux paramètres a ralenti ou s'est arrêtée. Cela est dû ou bien à une saturation des eaux ou bien à une réaction d'équilibre temporellement limitée.

Une analyse de Tracer et de nombreuses mesures de température de conductibilité, de facteur pH et de redox dépendant de la profondeur ont été réalisés pour déterminer la situation hydrodynamique dans les eaux de mine. L'analyse de Tracer avec des spores de lycopode (*Lycopodium clavatum*) a prouvé un mélange total des eaux de mines en moins de cinque semaines. Les mesures physico-chimiques démontrent une stratification du corps d'eau avec des sections de différentes importances, dans lesquelles existent convection et diffusion.

En comparant des analyses d'eau historiques avec celles d'aujourd'hui, on a pu constater qu'il n'existe pas de différences signifiantes entre les qualités des eaux d'infiltrations d'aujourd'hui et celles des eaux de sources historiques, qui s'écoulaient ou bien s'écoulent dans les ruisseaux de Schlemabach et de Zwickauer Mulde.

Compte tenu des expériences sur des immersions de mines décrites dans la bibliographie, l'exemple de Niederschlema/Alberoda nous démontre qu'il est possible d'éviter une sortie d'eau polluée de la mine dans l'environnement. Pour cela il est nécessaire d'éviter le plus possible l'écoulement vertical de l'eau en introduisant entre des étages encore à déterminer des constructions de barrages. Des eaux d'infiltrations vont être superposées aux eaux de mines aux liaisons verticales ouvertes qui ne peuvent être hermétiquement fermées de sorte que des eaux de mines contaminées n'atteindront pas l'environnement.

РЕЗЮМЕ

Кристиан Волъкерсдорфер: Гидрогеохимические соотношения в воде заводнений уранового рудника – Месторождение Нидершлемы/Алъбероды

С 1991 года бывший урановый рудник в Нидершлеме/Алъбероде под Ауе в Рудных горах по экономическим и экологическим причинам заводняется. Там в период с 1945 по 1991 гг предприятием „Висмут" было произведено около 81.000 т урана для Советского Союза.

Жилъное месторождение с урановой смолкой из важнейшей урановой руды находится в горных породах силурийского-девонского периодов, преобразованных давлением, непогодой и вулканическими массами и располагающихся в области соприкосновения с ауеским гранитом.

Открытая подземная горная выработка объёмом приблизителъно в 36 миллионов м^3, разбитая на 50 главных подошв глубиной до приблизителъно 2000 м, заполняется водой в резулътате заводнения, которое по всей видимости будет длитъся вплотъ до 2000 года. Воды, выпадающие в виде осадков, с земной поверхности проникают в породный массив и попадают в виде филътрационных вод через штолъни в сетъ подземных горных выработок шахты. Продолжителъные подтоки филътрационных вод из расселин и дислокаций редки и ниже определённого уровня уже практически не имеют места.

Как показывают резулътаты статистических и гидрогеохимических анализов с числом параметров в каждом отделъном случае до 60, воды в руднике можно классифицироватъ по 3 типам: филътрационные воды, промежуточные воды и шахтные воды. Эти 3 типа принципиалъно отличаются друг от друга по своим химическим характеристикам, причём филътрационная вода в наименъшей, а шахтная вода в наиболъшей степени минерализированы. В то время как филътрационные и промежуточные воды в период исследований с января 1991 по декабръ 1994 гг не показали статистически знаменателъных изменений их физико-химических параметров, значения для болъшинства физико-химических параметров шахтной воды до 1994 года в болъшей или менъшей степени последователъно росли. В конце 1994 года рост по многим параметрам призамедлился или полностъю приостановился. Это связано либо с насыщением воды, либо с ограниченной во времени реакцией равновесия.

Для определения гидродинамической ситуации с шахтной водой были проведены трассовый опыт, а также многочисленные измерения температуры, проводимости, водородного показателя и окислителъно-восстановителъного потенциала, с учётом определённой глубины. Трассовый опыт с порами плауна показал полное смешение шахтной воды за период менее чем в 5 неделъ. На основании физико-химических измерений было выявлено наслоение водной среды с различными по мощности участками, в которых преобладают конвекция или диффузия.

Из сравнения анализов воды из истории с сегодняшними становится ясно, что принципиалъных отличий в химических свойствах сегодняшних филътрационных вод и родниковых вод из истории, тёкших или текущих в Шлемабах или Мулъде в Цвиккау, не существует.

На основании опыта по рудничным заводнениям из литературы выявляется, что выход воды с высоким содержанием вредных веществ из сети подземных горных выработок шахты в окружающую среду на месторождении Нидершлемы/Алъбероды предотвращаем. Для этого необходимо парализоватъ

вертикалъные проходы для воды насколъко это возможно, поместив между пока ещё подлежащими определению подошвами перемычки. У открытых вертикалъных соединений, которые не могут быт полностъю герметизированы, слой филътрационных вод будет располагатъся над шахтной водой, так что загрязнённая вода в окружающую среду уже не попадёт.

Povzetek

Hidrogeokemične razmere v vodi, ki zaliva uranov rudnik — ležišče Niederschlema/Alberoda

Nekdanji uranov rudnik Niederschlema/Alberoda, ki leži v bližini kraja Aue v nemškem Rudogorju (Erzgebirge) je iz gospodarskih in za okolje pomembnih razlogov že od leta 1991 v postopku zapiranja z zalivanjem. Tukaj je SDAG Wismut med leti 1945 in 1991 proizvedel okoli 81.000 t urana za Sovjetsko zvezo.

Čilno rudišče z uranovo smolo kot najpomembnejšim rudnim mineralom se nahaja v s kontaktno in regionalno metamorfozo spremenjenih ordovicijskih do devonijskih kamninah v kontaktnem območju granitove aureole.

Podzemni rudniški prostori z okoli 36 milionov m^3 prostornine, ki se delijo na nekako 50 obzorij in segajo do globine približno 2.000 m, bodo predvidoma do leta 2000 z nenehnim zalivanjem zapolnjeni z vodo. Padavinska voda prodira z zemeljske površine v tla in teče kot pronicajoča voda v jamske prostore. Trajni dotoki pronicajoče vode iz razpok in prelomov so redki in pod nekim določenim nivojem se skoraj ne pojavljajo več.

Kot kažejo rezultati statističnih in hidrogeokemičnih analiz z občasno do 60 parametri, se rudniške vode ločijo v tri različne tipe: pronicajoče vode, vmesne vode in jamske vode. Vsi trije tipi kažejo precej različne kemične značilnosti, pri čemer je pronicajoča voda najmanj in jamska voda najmočneje mineralizirana. Medtem ko pronicajoče vode in vmesne vode v času trajanja preiskav od januarja 1991 do decembra 1994 niso pokazale statistično pomembnih sprememb fizikalnokemičnih parametrov, so vrednosti večine fizikalnokemičnih parametrov jamske vode bolj ali manj kontinuirano naraščale. Konec 1994 se je pri številnih parametrih to naraščanje upočasnilo ali ustavilo. Vzrok tega je v zasičenosti vode ali pa v časovno omejeni ravnovesni reakciji.

Za ugotavljanje hidrodinamičnih razmer v jamski vodi je bil izveden sledilni poizkus, kot tudi številne meritve z globino spreminjajočih se temperature, prevodnosti, pH in redoks potenciala. Sledilni poizkus z lisičjakovimi sporami je pokazal popolno mešanje jamske vode v manj kot petih tednih. Iz rezultatov fizikalnokemičnih meritev je mogoče ugotoviti meenakomerno slojevitost vodnega telesa. Prevladuje konvekcija ali difuzija.

Iz primerjave starejših analiz vode z današnjimi je razvidno, da ni kakšnih pomembnih razlik v kemični sestavi danačnjih pronicajočih vod in vod nekdanjih izvirov, ki so se oz. se iztekajo v Schlemabach in v Zwickauer Mulde.

Primerjava z izkušnjami z zalivanjem jam opisanimi v literaturi kaže, da se je v primeru rudnika Niederschlema/Alberoda izlivu vode močno zasičene s škodljivimi snovmi v okolje mogoče izogniti. Pri tem je potrebno vertikalne vodne povezave kolikor je mogoče preprečiti tako se med obzorji, ki jih je potrebno še določiti, namestijo pregrade. Nad odprtimi vertikalnimi povezavami, ki jih ni mogoče popolnoma hermetično zapreti, bodo pronicajoče vode ostale nad jamsko vodo, tako da kontaminirana jamska voda ne bo prišla v okolje.

3 Problemstellung

3.1 Veranlassung

Am 2. Juli 1990 wurde im Bergwerk Niederschlema/Alberoda durch teilweises Abschalten der Grubenwasserpumpen damit begonnen, die nur 10.179 m^3 umfassende Sohle -1800 zu fluten. Erst ab dem 11. Januar 1991 begann mit Flutung der Sohle -1755 der kontrollierte Flutungsablauf (G. FRÖHLICH, pers. Mitt.), dessen Ende im Jahr 2001/2 erreicht sein wird (BUNDESMINISTER FÜR WIRTSCHAFT 1995, WISMUT GmbH 1993a).

Während und am Ende der Flutung eines Bergwerks stellt sich die Frage nach den Auswirkungen des Grubenwassers auf die Hydrosphäre im engeren und weiteren Umfeld der Grube. Die Problematik ist dabei, daß im Falle einer falschen Vorgehensweise bei der Betriebsstillegung erhebliche Mengen umweltgefährdender Stoffe über Jahrzehnte oder gar Jahrhunderte in die Umwelt gelangen können. Negative Auswirkungen des Grubenwassers waren schon im 16. Jahrhundert, zu AGRICOLAs Zeiten, bekannt (AGRICOLA 1994), und in jüngerer Zeit hatten verschiedene Kongresse und Publikationen Umweltbeeinträchtigungen durch Grubenwässer zum Inhalt (GEOLOGICAL SURVEY OF SWEDEN, SWEDISH UNIVERSITY OF AGRICULTURAL SCIENCES 1991, UNIVERSITY OF MINING AND METALLURGY IN KRAKOW 1994, INTERNATIONAL MINE WATER ASSOCIATION 1991, INTERNATIONAL MINE WATER ASSOCIATION 1994, VESELIČ & TREBUŠAK in press, OFFICE OF WATER RESOURCES RESEARCH 1975). Sauren Grubenwässern kommt dabei gegenüber den basischen oder neutralen die weitaus größte Bedeutung zu.

Bereits seit 1989 mußte der Bergbaubetrieb Aue auf Druck der Oberflußmeisterei (OFM) Chemnitz und der übergeordneten DDR Wasserwirtschaftsdirektion Obere Elbe/Neisse klären, mit welchen Schadstoffausträgen nach dem Ende einer kontrollierten Flutung des Bergwerks Niederschlema/Alberoda zu rechnen ist (J. MEYER, pers. Mitt.). Vor allem galt es herauszufinden, über welchen Zeitraum hinweg welche Wasserinhaltsstoffe mit welchen Massenkonzentrationen austreten werden. Zu diesem Zweck führte die SDAG Wismut verschiedene Laborversuche zur Uran- und Arsenlöslichkeit an Erzproben durch. Sie begannen im Mai 1989 und Mai 1990 (SDAG WISMUT 1991) und erstreckten sich jeweils auf einen Zeitraum von einem Jahr bzw. zwei Jahren (vgl. Kapitel 5.3).

FÖRSTER (1990) stellte fest, daß über den „Abbau von Uran in den Förderräumen Aue/Schlema, Ronneburg und Königstein bis heute nur wenig Zahlen veröffentlicht wurden“. Obgleich dies heute nur noch bedingt zutrifft, hat sich an seiner damals aufgezeigten Notwendigkeit nach Forschungsarbeiten „auf geo- und biochemischem Gebiet zum Durchdringen ablaufender Reaktionsprozesse in Halden und Grubenräumen“ nichts geändert (FÖRSTER 1990). Auch Mitarbeiter des damaligen, sächsischen geologischen Landesamtes (Dr. Andreas HARTSCH, pers. Mitt.) und verschiedene Mitarbeiter der SDAG Wismut stimmten überein, daß Forschungsarbeiten über chemische und biochemische Vorgänge in den offenen und gefluteten Grubenräumen dringend notwendig seien.

3.2 Sanierungskonzept der Wismut GmbH

Oberstes Betriebsziel der Wismut GmbH ist die Sanierung aller Flächen und Anlagen, die zur Erkundung, Gewinnung und Aufbereitung von Uranerz verwendet wurden (RUNGE & BÖTTCHER 1994). Dazu müssen die Gefahren, die von den Altflächen ausgehen, beseitigt oder auf ein annehmbares Niveau vermindert werden (WISMUT GmbH 1994a, GATZWEILER & MAGER 1993, MAGER & VELS 1993). Zur Erfassung der bergbaulichen Altlasten erstellte die Wismut mehrere Sanierungskonzepte (MAGER & VELS 1993) und ein Altlastenkataster (KAUL 1991, RÖHNSCH & ETTENHUBER 1993), das folgenden Zwecken dienen soll (BACHNER et al. 1993):

- Einschätzung der Gesamtsituation
- Begründung der Notwendigkeit von Sicherungs- und Sanierungsmaßnahmen

- Unterstützung der weiteren wirtschaftlichen Entwicklung der Region durch die Eingrenzung tatsächlich belasteter Flächen und Objekte.

Ergebnis des Altlastenkatasters war die Ausweisung von weit über 30 Verdachtsflächen, die näher untersucht werden müssen.

Ein wesentlicher Bestandteil der Sanierung ist die Umgebungsüberwachung (GATZWEILER & MAGER 1993), die sich aus einem statischen und dynamischen Monitoring zusammensetzt. Während das statische Monitoring unabhängig von der Sanierung der Langzeitüberwachung des Wasser-, Boden- und Luftpfades dient, wird mit dem dynamischen Monitoring die Sanierung, Rekultivierung und Stillegung von Bergbauanlagen und Bergbauhalden kontrolliert. Zu ersterem gehören beispielsweise die hydrochemische Umfelderfassung, die seismische Überwachung der Flutung im Bergwerk Niederschlema/Alberoda oder die radiometrische Bestandsaufnahme (KUYUMCU et al. 1994), zu letzterem Staubmessungen oder hydrochemische Untersuchungen der Flutungswässer (WISMUT GmbH 1994a). Insbesondere die Frage nach der Überwachung von Wässern, die aus den Bergwerken austreten, kann zu Schwierigkeiten führen, da für die Abwässer aus Uranbergwerken nach wie vor keine rechtlichen Bestimmungen bestehen (GANS 1978) und die Frage auftaucht, wie und ob die Strahlenschutzverordnung anzuwenden ist. Mit dem Flutungswasser werden einerseits chemotoxische Elemente, andererseits Elemente der Uranzerfallsreihe (Tab. 1) ausgetragen. Zu ersteren zählt beispielsweise Arsen, zu zweiteren das äußerst radiotoxische Radium 226. Aus diesem Grund werden die Ableitungen von Uran und Radium bei der Wismut GmbH besonders genau aufgezeichnet (Abb. 1) und mit den genehmigten Jahresableitungen verglichen. Unter Flutungswasser sollen im folgenden, in Anlehnung an die Terminologie der Wismut GmbH, alle Wässer zusammengefaßt werden, die in das Grubengebäude Niederschlema/Alberoda eindringen bzw. von dort mittels technischer Hilfsmittel (Pumpen) oder von selbst, auf natürliche Weise (Störungen, Wasserlösungsstollen), austreten.

Die Ergebnisse der Untersuchungen lassen geringfügig höhere durchschnittliche Schadstoffgehalte in den Wässern aus dem Bergwerk Niederschlema/Alberoda erwarten, als in Gebieten, in denen keine radioaktiven Minerale vorkommen. Demnach kann das Gesamtziel der Sanierung, wie anderenorts von ehemaligen Mitarbeitern der Wismut GmbH formuliert wurde (KUYUMCU et al. 1994), höchstens darin bestehen, Verhältnisse wiederherzustellen, die vor dem Uranabbau vorhanden waren. Eine Wasserreinigung über den geogenen Hintergrundwert hinaus ist volkswirtschaftlich nicht zu vertreten.

Die seit 1970 gebräuchliche SI-Einheit für die Aktivität einer radioaktiven Substanz ist das nach dem Entdecker der Radioaktivität, Henri BECQUEREL, benannte Becquerel (Bq). 1 Bq entspricht einem Zerfall pro Sekunde und ersetzt die alte Einheit Ci (Curie), die sich auf die Aktivität eines Gramms Radium bezog und $37 \cdot 10^9$ Zerfällen pro Sekunde entsprach (BUTTERMANN 1987). Andere, in älterer Literatur gebräuchliche Einheiten für die Aktivität eines Liters Wasser, waren das Eman und die Mache Einheit (ME), zwischen denen folgender Zusammenhang besteht: 1 ME = 3,64 Eman = $3{,}64 \cdot 10^{-10}$ Ci L^{-1} = 13,468 Bq L^{-1} (GENSER 1932).

Hinsichtlich der Jahresableitungen oder der Massenkonzentration des Urans ist dessen Chemotoxizität, weniger die Radiotoxizität, als Maßstab für mögliche Grenzwerte anzusehen (GANS 1978).

Nuklid	Halbwertzeit	Zerfallsart
U 238	$4{,}51 \cdot 10^9$ a	α, γ, e^-
U 234	$2{,}47 \cdot 10^5$ a	α, γ
Th 234	24,1 d	β^-, γ, e^-
Th 230	8000 a	α, γ, e^-
Ra 226	1600 a	α, γ, e^-
Pb 210	22 a	β, γ, e^-
Bi 210	5,0 d	β^-
Po 210	138,4 d	α

Tab. 1: Längerlebige Radionuklide der Uran-Radium-Zerfallsreihe (aus GANS 1978).

Um die eingangs genannten Sanierungsziele erreichen zu können, sind im Sanierungsbetrieb Aue folgende Aufgaben zu erfüllen (GATZWEILER & MAGER 1993):

- "Stillegung, Entsorgung und Verwahrung der Gruben entsprechend den Regelungen des Berggesetzes und der Strahlenschutzbestimmungen sowie die kontrollierte Flutung der Gruben bis zum höchstmöglichen Niveau. Dadurch sollen die ursprünglichen hydrologischen Gegebenheiten weitgehend wiederhergestellt werden.
- In mehreren Fällen wird es notwendig sein, nach Flutung der Gruben das austretende Grubenwasser in Wasseraufbereitungsanlagen zu reinigen, wobei für die dabei anfallenden Feststoffe Deponieraum verfügbar gemacht werden muß."

Bei einer jährlichen Abgabemenge einer hypothetischen Aufbereitungsanlage von 6 … 7 · 10^6 m^3 Wasser (WISMUT GmbH 1993a) müßten etwa 6.000 … 20.000 t Feststoffe, davon 5 … 23 t Uran und 1 … 39 t Arsen deponiert werden (der Berechnung sind die Mittelwerte und einfachen Standardabweichungen der Grubenwassermeßwerte vom 1.1.1991 … 31.12.1994 aus dem Bergwerk Niederschlema/Alberoda in der Tab. 28 zugrundegelegt; Zahlenwerte gerundet). Eine Deponierung und Handhabung solcher Mengen von Abfallstoffen aus einer Aufbereitungsanlage ist langfristig nicht vertretbar. Es muß somit nach Möglichkeiten gesucht werden, durch eine gesteuerte Flutung auf eine Anlage verzichten zu können oder deren Einsatzdauer auf einen annehmbaren Zeitraum (10 … 20 Jahre) zu verkürzen.

Insgesamt wird es noch wenigstens bis ins Jahr 2003 dauern, bis die Altlasten des Uranbergbaus in Sachsen und Thüringen angemessen saniert sein werden (GATZWEILER & MAGER 1993).

Das Ergebnis der Sanierungsarbeiten bis Ende 1993 ist für den Betriebsteil Schlema/Alberoda in Tab. 2 zusammengefaßt.

SÄNGER (1993) hat in einer Arbeit über „Flora und Vegetation im Uranbergbaurevier Ronneburg“ folgende Forderung an die Sanierung gestellt:

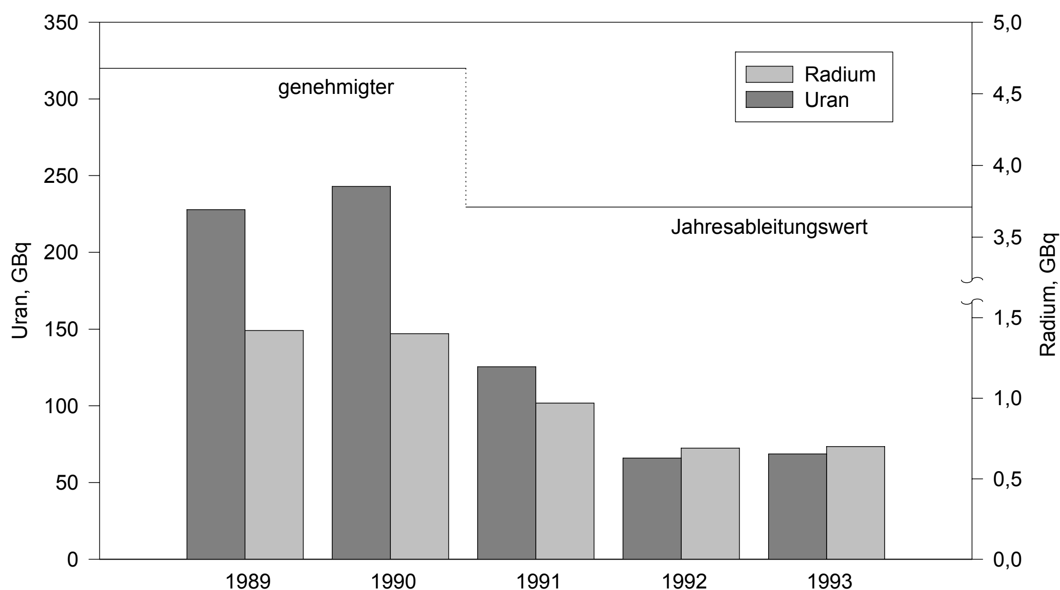


Abb. 1: Entwicklung der Uran- und Radiumableitungen des Sanierungsbetriebs Aue, Betrieb Schlema-Alberoda zwischen 1989 und 1993. Die genehmigten Jahresableitungen betragen für Uran 320 GBq bis 1990 und 230 GBq ab 1991, für Radium gelten dementsprechend 4,7 GBq und 3,7 GBq Jahresableitung (WISMUT GmbH 1994a).

Tab. 2: Durchgeführte Sanierungsarbeiten im Betriebsteil Schlema/Alberoda bis Ende 1993 (WISMUT GmbH 1994a).

Sanierungsarbeit	Einheit	Niederschlema/Alberoda
entsorgte Grubenbaue	km	6,8
abgeworfene Grubenbaue	km	2
Dämme	Stück	32
verfüllte Grubenbaue	m^3	1130
verwahrte Schächte (Anzahl)	Stück	1
verwahrte Schächte (Umfang)	m^3	10.932
Untersuchungsgesenke (Anzahl)	Stück	18
Untersuchungsgesenke (verwahrt)	Stück	6
Untersuchungsgesenke (Verwahrung begonnen)	Stück	6
Untersuchungsgesenke (Vortrieb)	m	350
Untersuchungsgesenke (Rekonstruktion)	m	944
Untersuchungsgesenke (Aufwältigung)	m	962
Untersuchungsgesenke (Verfüllt)	m^3	9098
geflutete Grubenräume	m^3	2.250.000

„Die weitere Sanierung der Halden, Absetzanlagen und anderer Altlasten sollte unter Beachtung der Forderungen des Strahlenschutzes so erfolgen, daß es in der Bergbaufolgelandschaft in Zukunft gelingt, den Schutz aller natürlichen Entwicklungen und Halbkulturformationen in Offenlandschaften zu gewährleisten, denn es sollen keine Zustände konserviert, sondern Prozesse ermöglicht und deren Abläufe gewährleistet werden."

Hinsichtlich des Haldenmaterials, dessen Gefährlichkeit in der Presse fälschlicherweise immer wieder in den Vordergrund gestellt wurde (DOUGLAS & KLEINE-BROCKHOFF 1991, STAMM 1993), kommt er zu dem Schluß:

„Die vorliegenden Ergebnisse tendieren dahingehend, daß die Bergehalden des Uranerzbergbaues weniger schwermetallbelastet zu sein scheinen, als bislang angenommen wurde".

3.3 Wechselwirkungen Wasser–Gebirge–Mikroorganismen

Die Entwicklung der chemische Zusammensetzung der Sickerwässer (Infiltrationswässer) und des Grubenwassers wird im wesentlichen durch folgende Kriterien beeinflußt (z.T. nach VOIGT 1990):

- Größe des thermodynamischen Ungleichgewichts
- geologische und hydrogeologische Verhältnisse
- zur Verfügung stehende Zeit
- Größe der aktiven Oberflächen
- Menge des Sickerwassers
- physikochemische Verhältnisse
- Art des Erzabbaus
- biologische Faktoren

KARRENBERG (1981) faßt die Vorgänge des Wasser-Gebirge Kontakts in folgender Weise zusammen:

„Das Grundwasser wird in seiner chemischen Beschaffenheit weitgehend von den Gesteinen bestimmt, in denen es sich aufhält bzw. bewegt, vor allem durch Lösung der gesteinsbildenden Mineralien und selektive Ausfällung der Inhaltsstoffe in den Hohlräumen, wobei Oxidation und Reduktion, Sorption und Ionenaustausch eine wesentliche Rolle spielen".

Bei der Untersuchung der hydrogeochemischen Verhältnisse im Bergwerk Niederschlema/Alberoda müssen die Wechselwirkungen zwischen den anorganischen und organischen Prozessen mit berücksichtigt werden. Anders als bei Laborversuchen mit Gesteinen aus Bergerückständen, ist in einem Bergwerk organisches Material vorhanden (z.B. Grubenholz, Fäkalien, Papier), das Bakte-

rien und anderen niederen Organismen zusammen mit Sauerstoff zur Nährstoffgewinnung verwenden. Da mikrobielle Aktivitäten bereits aus den unterschiedlichsten Milieus beschrieben sind (BAAS BECKING et al. 1960, NORDSTROM 1977), soll darauf verzichtet werden, die Prozesse eingehend darzulegen. Eine Übersicht ist im Kapitel 4.9 zu finden.

Nur die Betrachtung aller ineinandergreifenden Vorgänge und Faktoren, die auf das Flutungswasser des Bergwerks Niederschlema/Alberoda einwirken, schafft die Voraussetzung für eine Vorhersage der künftigen Massenkonzentration verschiedener Wasserinhaltsstoffe.

3.4 Modellvorstellung und Begriffserklärung

Im Kapitel Modellvorstellung und Begriffserklärung sollen einige der häufiger gebrauchten Fachbegriffe erklärt werden, soweit sie nicht in einschlägigen DIN-Normen erklärt sind (z.B. DIN 4049). Desweiteren soll ein stark vereinfachtes Modell des Flutungsverlaufs sowie der Vorgänge die zur Schadstoffmobilisierung führen die komplexen Zusammenhänge im Bergwerk Niederschlema/Alberoda veranschaulichen (vgl. dazu Abb. 2).

Diese Vorgehensweise wurde gewählt, da die vorliegende Arbeit mehrere Fachgebiete mit unterschiedlicher Fachterminologie umfaßt. Es sind dies im wesentlichen die Regionale und Historische Geologie, die Hydrogeologie, die Hydrodynamik, die Ingenieurgeologie und der Bergbau. Darüber hinaus werden neue Begriffe eingeführt oder bereits bekannte Begriffe im Sinne des hier abgehandelten Themas neu definiert.

Unter der Flutung eines Bergwerks ist das allmähliche Wiederansteigen des Wassers in den unterirdischen Hohlräumen (Grubenbaue, Grubengebäude) nach dem Abschalten der Wasserpumpen im Bergwerk (Grubenwasserhaltung) zu verstehen. Dabei steigt das Wasser in den mehr oder weniger vertikalen (Schächte), den horizontalen (Sohlen) und den abbaubedingten (Überhauen, Abbauörter) Grubenbauen an. Im Bergwerk Niederschlema/Alberoda sickern die Wässer (Infiltrationswasser, geologische Wässer, meteorische Wässer) hauptsächlich durch die Lockergesteinsdecke und die Verwitterungszone in das Grubengebäude hinein. Dort fließen sie über die Sohlen, Schächte sowie Rohrleitungen der Grubenwasserhaltung bis zum ansteigenden Wasser hinab und erhöhen den Wasserspiegel. Die Flutung ist abgeschlossen, sobald das Wasser die tiefste Sohle überflutet, die mit der Oberfläche (Übertage) in Kontakt steht (Wasserlösungsstollen) oder aber ein Wasserstand erreicht ist, ab dem das Wasser nach übertage gepumpt werden kann.

Alle Wässer, die dem Grubengebäude zufließen, sich dort befinden oder aus ihm austreten, werden in dieser Arbeit als Flutungswasser bezeichnet.

Folgende Modellvorstellung für das hydrodynamische Verhalten des Flutungswassers im Grubengebäude wird zugrunde gelegt: In den Schächten strömt, bedingt durch Dichteunterschiede (Dichteströmung, Freie Konvektion) leichteres Wasser nach oben, bis es auf eine Dichtegrenze (Grenzschicht) trifft, die es nicht überwinden kann. Da die nach oben abnehmende Temperatur an den ausbetonierten Schachtwänden vermutlich den wesentlichsten Beitrag zu Dichteunterschieden leistet, wird das an der Dichtegrenze abgekühlte Wasser nach seiner Abkühlung in der Schachtmitte absinken.

Sobald es beim Absinken im Schacht wieder eine gewisse Temperatur, somit Dichte, erreicht hat, beginnt der Kreislauf von neuem (Konvektionswalze). Eine aufgezwungene Konvektion, die durch aktives Einleiten von Wasser hervorgerufen würde, ist als Antrieb der großräumigen Konvektion nicht wahrscheinlich. Ebenso ist eine laminare Konvektion unwahrscheinlich, da die Schachteinbauten und die Betonrauhigkeit diese verhindern.

Sobald das Wasser in zwei oder mehr Schächten über eine oder mehrere Sohlen miteinander verbunden ist, können sich offene oder geschlossene Konvektionskreisläufe einstellen, bei denen der Schacht als Thermosyphon fungiert. Folge wäre eine vollständige Durchmischung des Wassers innerhalb der miteinander verbundenen Grubenbereiche.

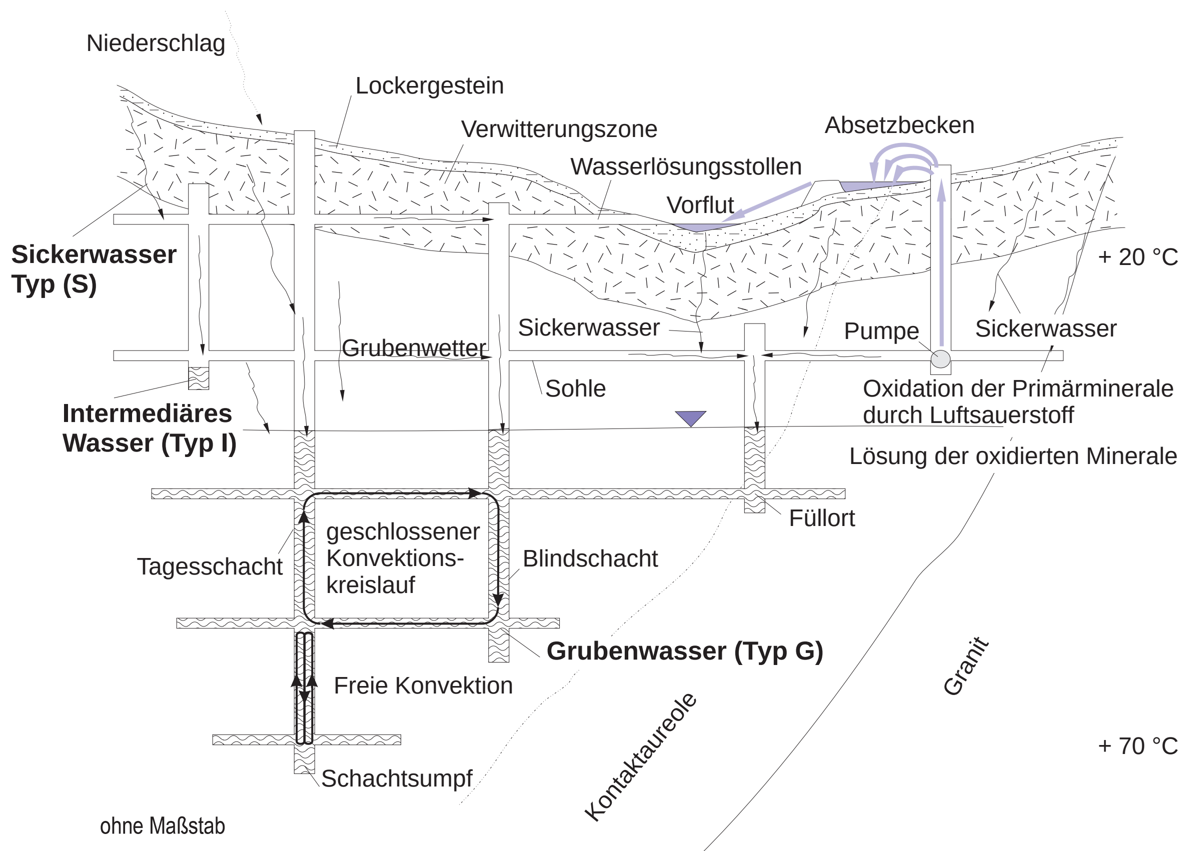


Abb. 2: Darstellung der prinzipiellen Vorgänge bei der Flutung des Bergwerks Niederschlema/Alberoda. Wichtige Begriffe sind im Bild dargestellt.

Ein Thermosyphon ist ein vollständig oder teilweise umschlossener Flüssigkeitskreislauf, den temperaturbedingte Dichteströmung antreibt (GEBHART et al. 1988).

Unter den Begriffen Sickerwässer, Intermediäre Wässer und Grubenwasser werden Flutungswässer verstanden, die sich in ihren chemischen Eigenschaften signifikant unterscheiden. Zu deren Unterscheidung wird ein neuer Begriff eingeführt, der lagerstättenspezifische Grenzquotient. Jeder der drei chemisch unterschiedlichen Wassertypen kann räumlich einem Bergwerksbereich zugeordnet werden. Sickerwässer sind zumeist Wässer, die sich oberhalb des Flutungswasserspiegels aufhalten. Intermediäre Wässer finden sich in Schächten oder Schachtsümpfen die nicht mit dem ansteigenden Flutungswasser in Kontakt stehen. Grubenwasser schließlich ist das Wasser des zusammenhängenden Flutungswasserkörpers.

Bei der Stoffmobilisierung wird folgende Modellvorstellung zugrunde gelegt: in den offenen Grubenbauen konnte feuchte, sauerstoffhaltige Luft (Grubenwetter) während der zurückliegenden maximal 50 Jahre die Minerale an den freiliegenden Oberflächen verwittern. Dabei nimmt die Menge der oxidierten Mineralphasen in Abhängigkeit von der Menge der Primärminerale und dem Alter des Grubenbaues zu. Das ansteigende Flutungswasser löst die oxidierten und nicht oxidierten Feststoffphasen, wodurch es zur Erhöhung der Massenkonzentrationen im Flutungswasser kommt. Da die Menge der verfügbaren Stoffe von der Kontaktzeit mit den Grubenwettern und dem Anreicherungsgrad im Gestein abhängt, werden die Massenkonzentrationen der gelösten Spezies im Grubenwasser während des Flutungsverlaufs nicht konstant bleiben.

Zur Berechnung der chemisch-thermodynamischen Verhältnisse im Flutungswasser wurde das geochemische Computermodell WATEQ4F (Version 2.0 vom 30.10.91) mit dem Standarddatensatz eingesetzt. Dieser thermodynamische Datensatz stellt eine Anzahl von Phasen (Bereich eines Systems mit homogenen chemischen und physikalischen Eigenschaften) und Reaktionen zur Verfügung, mit deren Hilfe sich unter anderem die Verteilung der chemischen Spezies (Zustandsform eines Moleküls oder Ions in einer Lösung) berechnen läßt.

3.5 Zielsetzung und Lösungsansatz

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, eine Möglichkeit zu finden, um nach Flutungsende den Schadstoffaustrag aus dem Grubengebäude in die Umwelt so gering wie möglich zu halten. Hierfür ist es notwendig, die folgenden Themenkomplexe zu klären:

- zeitliche Änderung der Massenkonzentration unterschiedlicher Wasserinhaltsstoffe in den Sickerwässern und dem Grubenwasser
- Pufferkapazität des Grubenwassers
- bestimmende Reaktionen
- maximal verfügbare Kationen/Anionen.

Dazu wurden unterschiedliche Daten verwendet, die entweder im Rahmen dieser Arbeit (TUC) oder von der Wismut GmbH (Wismut) gewonnen wurden:

- Wasseranalysen zwischen Januar 1991 und Dezember 1994 (Wismut, TUC)
- Tracerversuch mit *Lycopodium clavatum* (TUC)
- Temperaturmessungen in mehreren Schächten (TUC, Wismut)
- Physikochemische Messung in mehreren Schächten (Wismut, TUC)
- Verteilung der Gesteine im Grubenfeld (TUC)
- regionale CLARKE-Werte für die Lagerstätte (Wismut).

Die Untersuchungen sollen der Wismut GmbH und den zuständigen Bundes- und Landesbehörden eine Arbeitsgrundlage zu der künftigen hydrogeochemischen Entwicklung des Grubenwassers liefern. Damit können sie Entscheidungen für mittel- und langfristige Sicherungsinvestitionen am Uranbergwerk Niederschlema/Alberoda treffen.

Folgendermaßen gestaltet sich der Aufbau dieser Arbeit (Kapitelnummern in Klammern):

Da es nach wie vor wenig Gesamtdarstellungen über das geologische Umfeld des Uranbergwerks Niederschlema/Alberoda gibt, steht am Anfang der Arbeit eine Darstellung der geologischen Verhältnisse sowie der Lagerstätte selbst (4). Um zu verstehen, wie es zur Entwicklung der heutigen Wismut GmbH mit deren vielfältigen Problemen kam, ist ein geschichtlicher Abriß enthalten (4.4). Einen Schwerpunkt bildet die Beschreibung der hydrogeologischen Situation im Lagerstättenumfeld vor dem Bergbau durch die SDAG Wismut (4.7). Eine Zusammenfassung der mikrobiellen Aktivitäten und der Verwitterungsprozesse in einem Bergwerk soll verdeutlichen, wie die Stoffmobilisation in das Grubenwasser abläuft (4.8, 4.9).

Diese Zusammenfassung bildet den Übergang zum Kapitel über die Hydrogeochemie des Urans, Arsens und Radiums als wichtigste Schadstoffe im Bergwerk Niederschlema/Alberoda (5). Es soll einen Vergleich zwischen der Situation in der Region Niederschlema/Alberoda und anderen Regionen der Welt ermöglichen, sowie das hydrogeochemische Verhalten dieser Elemente aufzeigen. Mit den Ergebnissen der Säulenversuche („Kolonnenversuch“: Versuch zur Stofffreisetzung) soll zum Kapitel über die empirischen Untersuchungen und der tatsächlichen Situation im Bergwerk übergeleitet werden (5.3).

Eine Zweiteilung liegt den hydrogeochemischen Untersuchungen zugrunde. Im Auswertungsteil wird das Datenmaterial im wesentlichen mathematisch-statistisch beurteilt (6.3). Zur Prognose der künftigen Schadstoffentwicklung wurde das Nettoneutralisationspotential bestimmt (6.3.4.2). Dann wird durch chemisch-thermodynamische Gleichgewichtsberechnungen das hydrogeochemische Milieu charakterisiert, um zu Aussagen über die gleichgewichtsbestimmenden Reaktionen zu gelangen (6.4).

Im Kapitel über die Untersuchungen zur Hydrodynamik sind die umfangreichen physikochemischen Messungen zusammenfassend dargestellt (7). Gemeinsam mit diesen Ergebnissen und denen einer Literaturrecherche zur Flutung von Bergwerken wird eine Modellvorstellung der hydrodynamischen Vorgänge im Bergwerks entwickelt (7.6).

Im letzen Kapitel schließlich werden die maximalen Schadstofffrachten berechnet, die durch hydrogeochemische Vorgänge gelöst und durch hydrodynamische Vorgänge transportiert werden können (8).

Das Ende der Arbeit bilden Überlegungen zu den hydrogeochemisch-hydrodynamischen Vorgängen im Bergwerk und die Frage nach der Notwendigkeit einer Wasseraufbereitungsanlage (9).



Abb. 3: Schacht 371 („Hartenstein“) des Bergwerks Niederschlema/Alberoda im Tal der Zwickauer Mulde am 4. Januar 1991.

4 Lagerstätte Niederschlema/Alberoda

4.1 Einführung

Ohne die Kenntnis der geologischen Zusammenhänge, die zur Mineralbildung in den Gesteinen einer Erzlagerstätte oder in einem Erzgang führen, ist es nicht möglich, hydrogeochemische Vorgänge hinreichend genau zu deuten. Aus diesem Grund steht am Anfang der hydrogeochemischen und hydrodynamischen Untersuchungen des Flutungsablaufs eine Zusammenstellung der Umfeldgeologie des Bergwerks Niederschlema/Alberoda.

Eine Freisetzung von Stoffen durch das Flutungswasser wäre ohne Verwitterungsvorgänge in den offenen Grubenbauen nicht in dem beschriebenen Ausmaß möglich. Da die Disulfidoxidation eine Schlüsselrolle bei dieser Freisetzung einnimmt, werden sie und die katalytisch wirkenden mikrobiellen Vorgängen ebenfalls in diesem Kapitel dargestellt.

4.2 Geographische Lage

Der Hauptschacht des Bergwerks Niederschlema/Alberoda, Schacht 371 (Abb. 3), liegt im Freistaat Sachsen, 28 km südwestlich von Chemnitz, zwischen den erzgebirgischen Orten Hartenstein und Aue auf 365,2 m NN (Abb. 4, Abb. 10). Im Norden reicht das 22 km^2 große Meßgebiet des Wismut Umweltkatasters bis nahe an Hartenstein, im Osten an Lößnitz, im Südosten an Aue und im Südwesten an Schneeberg heran. Innerhalb der Fläche liegen Alberoda, Schlema sowie Teile von Wildbad, Niederlößnitz, Aue und Schneeberg.

Abb. 4: Übersichtskarte Sachsens mit den wichtigsten Uranerzlagerstätten und der Lage von Schacht 371 des Bergwerks Niederschlema/Alberoda. Zusätzlich die Standorte der Erzaufbereitungen Seelingstädt und Crossen sowie des Tagebaus bei Ronneburg.

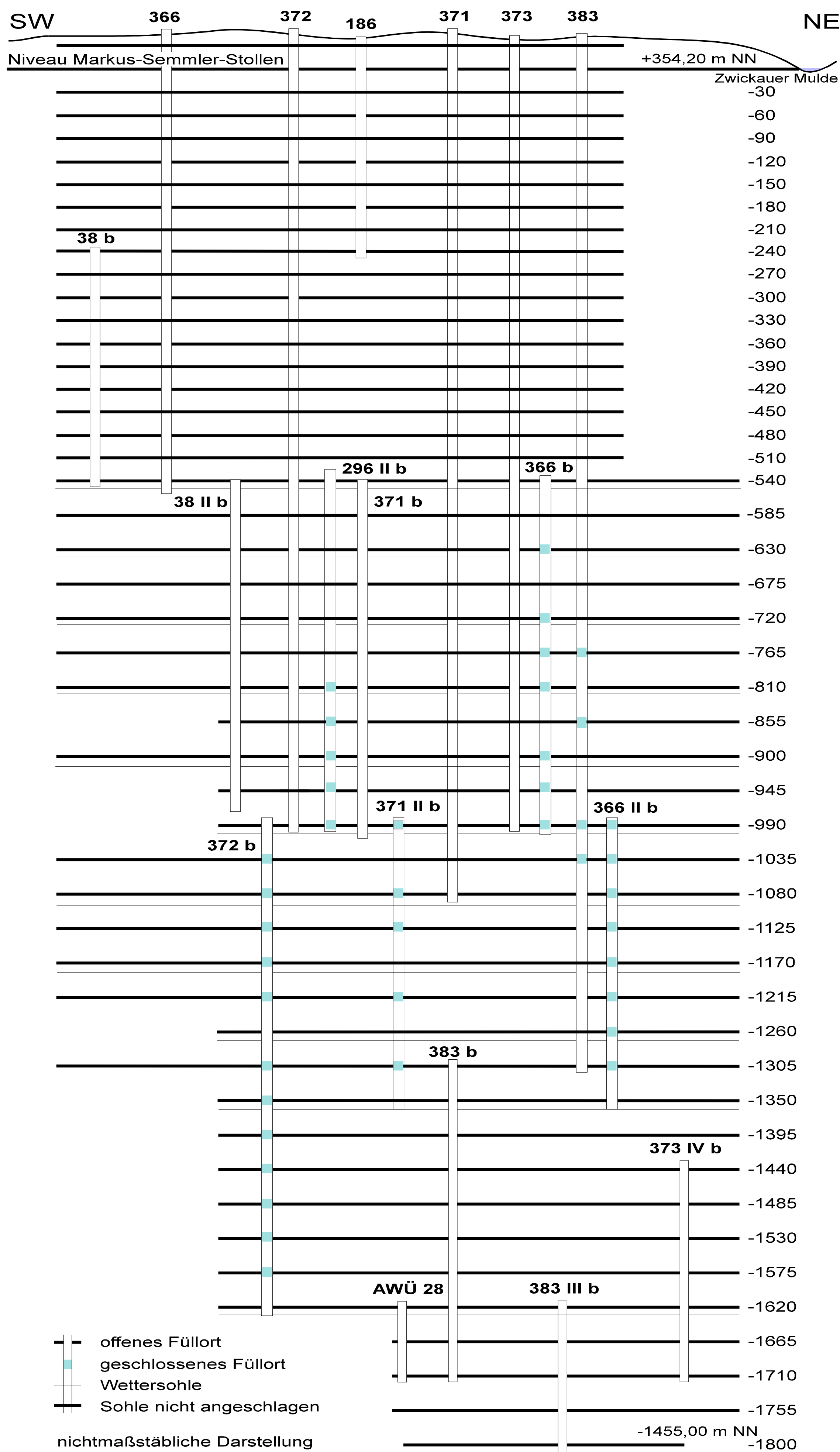


Abb. 5: Stark vereinfachtes und schematisiertes Raumbild der Lagerstätte Niederschlema/Alberoda mit Sohlen und den im Text erwähnten Schächten (zusammengestellt nach Angaben der Wismut GmbH). Die Sohlen über dem Markus-Semmler-Stollen sind nur angedeutet.

Der höchste Punkt ist mit 532,4 m NN die Halde 310 zwischen Schneeberg und Wildbad, der tiefste mit 312,4 m NN die Stelle, an der die Zwickauer Mulde im Norden das Meßgebiet verläßt. Von Süden nach Norden durchfließt die Zwickauer Mulde, der mehrere kleine Bäche zufließen (vgl. Kapitel 4.9), das Arbeitsgebiet.

4.3 Grubengebäude

Während der aktiven Bergbauperiode wurden in der Lagerstätte Niederschlema/Alberoda (Objekt 9) und Oberschlema (Objekt 2) 50 Hauptsohlen aufgefahren, deren Namen sich von der durchschnittlichen Teufe unter dem Niveau des 1503 angefahrenen Markus-Semmler-Stollens ableiten (ursprünglich Marx Semler Stollen, nach einem Leipziger Gewerken des 16. Jahrhunderts; uneinheitliche Schreibweise z.B. in: SCHIFFNER 1908, SCHIFFNER & WEIDIG 1909, SCHIFFNER et al. 1911, WEIDIG 1912, GENSER 1932, GENSER 1933, WAGENBRETH 1990). Bis zur Sohle -540 betrug der durchschnittliche Sohlabstand 30 m, darunter, bis zur Sohle -1800, wurde im Abstand von 45 m gebaut (Abb. 5). Zusätzliche Wettersohlen befinden bzw. befanden sich auf den Sohlen -1626, -1356, -1266, -1176, -1086, -996, -906, -816 und -546. Eine weitere Einteilung des Grubengebäudes untergliedert in sechs Kaskaden, die jeweils von zwei Hauptfördersohlen begrenzt sind (Tab. 60).

Der Abbau erfolgte im Firstenstoßbau mit Versatz (LANGE et al. 1991, BÜDER & SCHUPPAN 1992) mittels Überhauen und Steigorten von den Querschlägen und Feldstrecken aus (Abb. 6), wodurch insgesamt etwa 4150 km Strecken aufgefahren wurden (BÜDER & SCHUPPAN 1992). Über den flutbaren Hohlraum liegen unterschiedliche Angaben vor, die zwischen 35,6 und 49,4 Mio m^3 schwanken (Tab. 3).

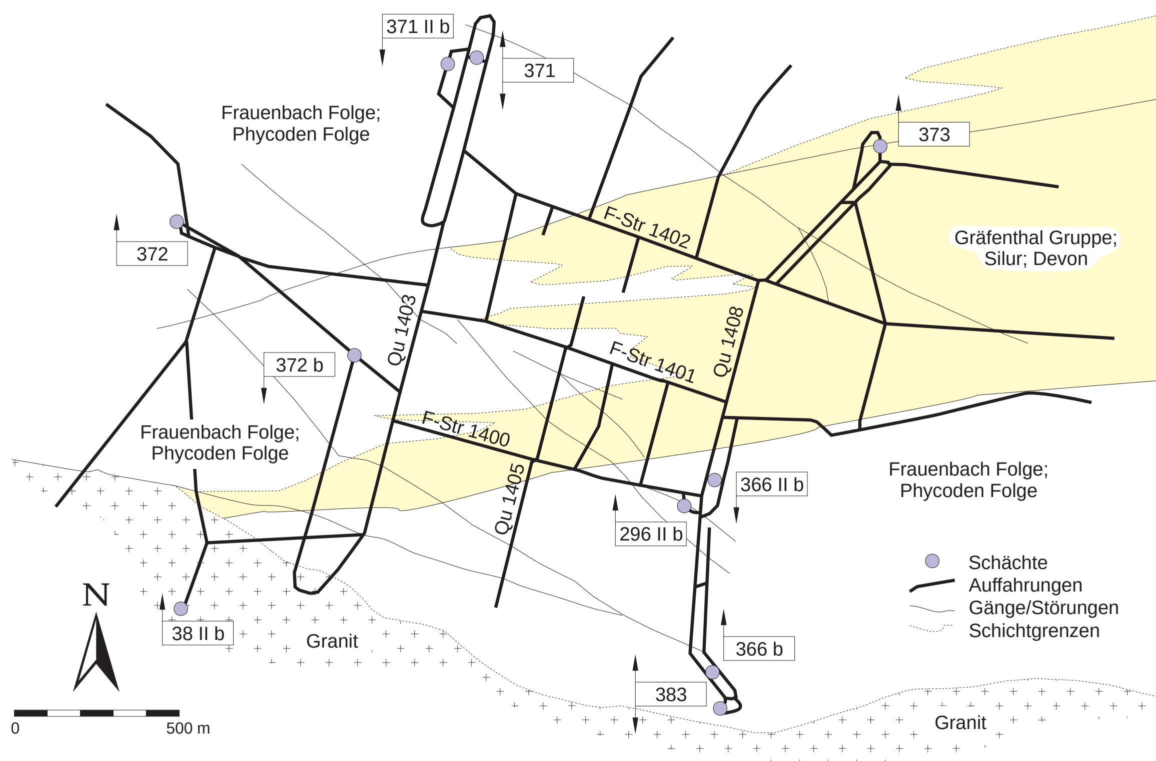


Abb. 6: Übersichtsriß der Sohle -990 des Bergwerks Niederschlema/Alberoda nach Betriebsunterlagen der Wismut. Stand 1. Oktober 1986 mit teilweisen Nachträgen bis 1. Mai 1990. tektonische Elemente verändert nach BÜDER & SCHUPPAN 1992. Qu: Querschlag, F-Str: Feldstrecke.

Quelle	Hohlräume
J. MEYER (1994, pers. Mitt.)	35,6 Mio m^3
W. BÜDER (1992)	36,4 Mio m^3
Wismut (ca. 1992, AP 2.1/B7)	49,4 Mio m^3
Wismut (ca. 1991, Dienstsache 4.0.28/254)	38,5 Mio m^3

Tab. 3: Offener Hohlraum der Bergwerke Niederschlema/Alberoda und Oberschlema nach verschiedenen Quellen zwischen der Sohle -1800 und dem Niveau des Markus-Semmler-Stollens.

In dem Wert aus der Dienstsache 4.0.28/254 (Tab. 60) ist ein Volumen von ≈ 9 … 10 Mio m^3 Resthohlraum des Betriebs Oberschlema enthalten, der aus Angaben des Jahres 1983 stammt. Vermutlich läßt sich die Differenz zu den angegebenen 35,6 Mio m^3 daraus erklären, daß der Resthohlraum Oberschlema erst 1993/94 genauer bestimmt wurde. Er beträgt demnach etwa 6,6 Mio m^3. Den Berechnungen in dieser Arbeit liegt ein Volumen von 36 Mio m^3 Flutungswasser zugrunde.

4.4 Geschichtliche Entwicklung

4.4.1 Vom Eichenwald zum Erzgebirge

Als 1990 der Uranerzbergbau bei Aue und Pöhla endete, fand das fünfte „Bergkgeschrey“ im Erzgebirge seinen Abschluß. Vorausgegangen waren Bergbauperioden in der Frühgeschichte, dem Mittelalter, der Renaissance und zur Zeit der industriellen Revolution (BEEGER et al. 1988).

Für den frühgeschichtlichen Bergbau gibt es zwar keine schriftlichen oder archäologischen Belege (BÖTTCHER et al. 1991), doch deuten neueste geochemische Untersuchungen im Bereich der Roten Weißeritz auf einen Bergbau um 1100 v. Chr. (!) hin (J. MATSCHULLAT, pers. Mitt.).

Im Jahre 1168 wurde bei Christiansdorf erstmals Silber gefunden und wenig später entstand dort das heutige Freiberg. Es war Silber, das dem „Ferguna“ oder „Miriquidi“, dem Eichen- oder Dunkelwald (BÖTTCHER et al. 1991), seinen Reichtum verlieh und schließlich zum Namen Erzgebirge führte. Durch das Vordringen der Gruben in immer größere Teufen traten technische Probleme auf, die im 13. … 14. Jahrhundert, einhergehend mit Kriegen, sozialen Unruhen und einer Pestepedemie, schließlich zum Niedergang des mittelalterlichen Bergbaus im Erzgebirge führten.

Schon 1471 begann bei Zwickau und Schneeberg eine neue Bergbauperiode, als Bergleute bei der Suche nach Erzen auf reiche Silbervorkommen stießen. Innerhalb weniger Jahrzehnte entstanden neue Bergstädte, und die Erfindung neuer Bergbautechniken führte zu einem bis dahin nicht bekannten Reichtum. Als die reichen Silbervorräte der Oxidation- und Zementationszone mit zunehmender Teufe abnahmen, begann in weiten Teilen des Erzgebirges erneut ein Grubensterben. Auch die Folgen des 30jährigen Krieges und zu wenig Geld für dringend notwendige Wasserbauanlagen führten zu einem Ende dieser Periode. Nur im Schneeberger Gebiet sorgten Kobalt-, Nickel- und Wismuterze dafür, daß der Bergbau nicht völlig zum Erliegen kam.

Mit der Gründung der Bergakademie Freiberg im Jahr 1765 setzte ein erneuter Aufschwung im erzgebirgischen Bergbau ein. Hauptsächlich Silber, Kobalt, Nickel, Eisen und Wismut waren das Ziel der neuerlichen Aktivitäten. Darüber hinaus wurden in dieser Zeit Wolfram und das 1789 von KLAPPROTH entdeckte Uran gewonnen (KIRCHHEIMER 1978).

Um die Wende vom 19. zum 20. Jahrhundert waren die Vorräte im wirtschaftlich erreichbaren Teufenbereich erschöpft, und es begann schrittweise die 1913 beendete Stillegung der erzgebirgischen Silberbergbaue (BEEGER et al. 1988).

Den Autarkiebestrebungen des 3. Reiches und der nachfolgenden SED-Diktatur entstammt die vorerst letzte Bergbauperiode des Erzgebirges. Zwischen 1937 und 1990 wurden Blei-, Zink-, Zinn- und Uranerze an verschiedenen Stellen des Erzgebirges gewonnen, und die Fördermengen überstiegen bei allen Erzen die Summe der vorherigen Abbauperioden. Bei den Uranerzen war das Erzgebirge sogar der drittgrößte Produzent der Welt (BUNDESMINISTER FÜR WIRTSCHAFT 1993).

4.4.2 Von der AG Wismut zur Wismut GmbH

Schon bevor Otto HAHN und Fritz STRASSMANN im Dezember 1938 die Kernspaltung entdeckten (KIRCHHEIMER 1978), wurden im Erzgebirge Uranerze für technische Prozesse und zur Farbenherstellung gewonnen. Der Hauptfundort für Uranerze war St. Joachimsthal (Jáchimov) in Böhmen. Vor allem, nachdem P. CURIE, M. CURIE und G. BÉMONT im Jahre 1898 das Radium gefunden hatten, kam es im Erzgebirge zu verstärkter Uranerzförderung (KIRCHHEIMER 1978). Verglichen mit den Mengen, die nach 1945 abgesetzt werden konnten (ca. 100.000 t metallisches Uran) waren diese mit etwa 1000 t jedoch gering (zusammengestellt nach KIRCHHEIMER 1978, BÖTTCHER et al. 1991 und SCHIFFNER 1908). Im Herbst 1945 erkundeten sowjetische Geologen, unterstützt von den Professoren Oscar OELSNER und Adolf WATZNAUER von der Bergakademie Freiberg (SCHÜTTMANN 1992) bei der Sachsenerz-Bergwerks AG das Potential der Uranvorkommen, und im Frühjahr 1946 wurde unter der Feldpostnummer 27304 der Roten Armee die AG Wismut gegründet (BÖTTCHER et al. 1991, KARLSCH 1993). Inwieweit STALIN im Februar 1945 auf Jalta über die Uranvorkommen des Erzgebirges unterrichtet war, muß vorerst noch historische Spekulation bleiben (SCHÜTTMANN 1992, PAUL 1991). Angesichts der umfangreichen, bis 1945 erschienenen Literatur über erzgebirgische Uranvorkommen (KIRCHHEIMER 1978), darf diese Möglichkeit jedoch nicht vernachlässigt werden. Von amerikanischer Seite scheint das Potential an vorhandenem Uranerz gering eingeschätzt worden zu sein, wie PAUL (1991) herzuleiten versucht. Die Vermutung von KARLSCH (1993), derzufolge den Amerikanern die „sächsischen und thüringischen Uranvorkommen in groben Umrissen durchaus bekannt gewesen“ seien, ist durch BAIN (1950) zu widerlegen, der noch 1950 schreibt:

„The entire Erzgebirge region had about 1000 tons of recoverable U_3O_8 of industrial grade at the start of mining. Exploitation without regard to cost might raise the amount by 50 percent.“

Durch die SAG Wismut (Sowjetische Aktiengesellschaft Wismut), deren Verwaltung seit dem 30.5.1947 aufgrund des Befehls 131 der sowjetischen Militäradministration vollständig in sowjetischer Hand lag, wurde die Region um Aue, Schlema, Schneeberg und Johanngeorgenstadt grundlegend verändert (KARLSCH 1993). An den unterschiedlichsten Stellen entstanden Schächte, die in Aue und Schlema, anfänglich vom Niveau des Markus-Semmler-Stollens ausgehend, das Gebirge erkundeten und von denen aus Pechblende gefördert wurde.

Die SAG Wismut, ein Staat im Staat, wurde am 1.1.1954 in die SDAG Wismut (Sowjetisch-Deutsche Aktiengesellschaft Wismut) umgewandelt und mit einem Gesamtkapital von zwei Milliarden Mark jeweils zur Hälfte Eigentum der DDR und UdSSR. Nach wie vor bestand die Verpflichtung, den gesamten Yellow Cake (Ammoniumdiuranat: $(NH_4)_2U_2O_7$) an die UdSSR zu liefern. Neben der Uranförderung im Erzgebirge kamen in den Folgejahren Bergbaubetriebe bei Dresden, Königstein in der sächsischen Schweiz und Ronneburg in Thüringen hinzu (Abb. 4). Darüber hinaus entstand 1960 die Uranerzaufbereitungsanlage in Seelingstädt, in der bis 1991 etwa 110 Millionen Tonnen Erz verarbeitet wurden (WISMUT GMBH 1994b).

Für den Bergbau der SDAG Wismut begann am 31.12.1989 das Ende (BÖTTCHER et al. 1991), was sich in den Produktionszahlen von Yellow Cake widerspiegelt (Abb. 7). Neben den Umweltschäden infolge des Abbaus waren die unwirtschaftlich hohen Produktionskosten für das Schließen der Bergwerke verantwortlich. Lagen sie in den 60er Jahren noch bei 100,-- DDR-Mark/kg, so erreichten sie zuletzt 350,-- DDR-Mark/kg Uranerz (ANONYM 1993).

Infolge der deutschen Wiedervereinigung vom 3.10.1990 gingen die Anteile der DDR in das Eigentum des Bundeswirtschaftsministeriums über. Zwischen dem 3.10.1990 und 20.12.1991 bezeichnete sich die SDAG Wismut, ohne eine rechtliche Grundlage, als Wismut AG. Am 20.12.1991 wurde die SDAG Wismut durch das Wismutgesetz vom 17.12.1991 zur Wismut GmbH. Vorausgegangen waren Verhandlungen mit der UdSSR, die am 16.5.1991 zur Unterzeichnung des deutsch-sowjetischen Regierungsabkommens führten und die Übernahme der sowjetischen Anteile der Wismut durch die Bundesrepublik regelte. Darin verpflichtete sich die UdSSR zum Verzicht auf ihre Aktienanteile und wurde im Gegenzug von der Sanierungspflicht entbunden.

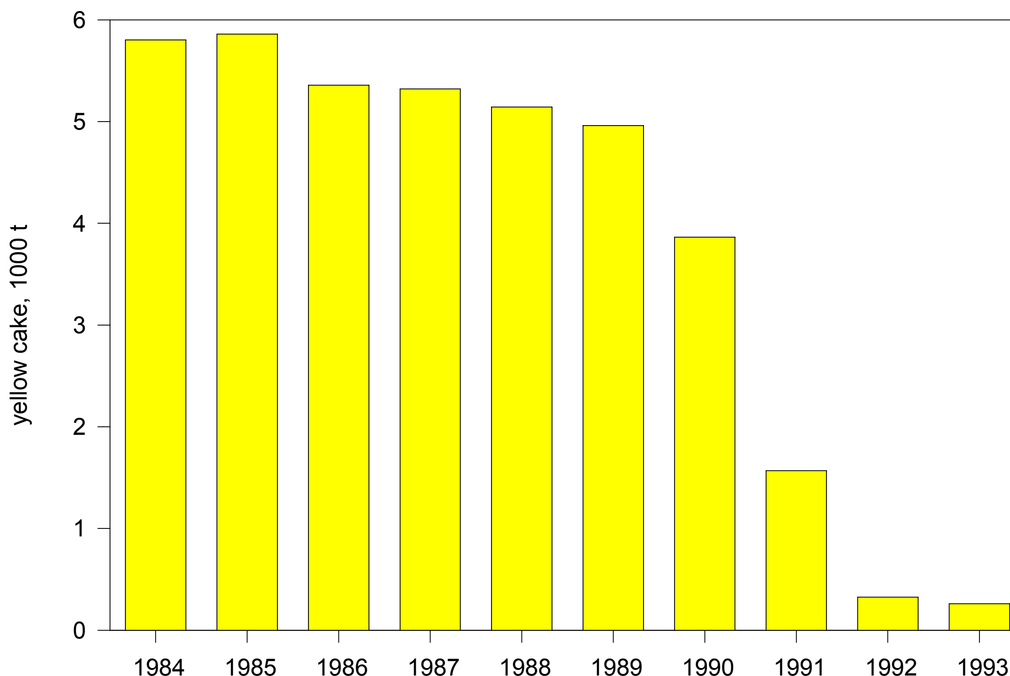


Abb. 7: Jahresproduktion von Yellow Cake durch die SDAG/GmbH Wismut zwischen den Jahren 1984 und 1993 (nach American Bureau of metal Statistics 1994, Anonym 1993, Barthel 1993).

Einen vorläufigen Abschluß in der Entwicklung der Wismut stellt die Trennung der Nebenbetriebe (Wismut II) vom eigentlichen Bergbaubetrieb (Wismut I) dar. Während erstere seit 1. Januar 1992 als DFA (Deutsche Fertigungs- und Anlagenbau GmbH) firmieren, behielten die zu Sanierungsbetrieben umbenannten Bergbaubetriebe in Ronneburg, Königstein, Aue und Seelingstädt den Namen Wismut GmbH bei (Bundesminister für Wirtschaft 1993). Sie haben die Aufgabe, langfristig alle Wismutbetriebe stillzulegen, zu verwahren und Altlasten zu sanieren (Friedrich-Ebert-Stiftung 1992, Bundesminister für Wirtschaft 1992, Runge & Böttcher 1994). Am 1. Januar 1994 wurde die Sparte Consulting Engineering aus der DFA ausgegliedert und unter dem Namen C&E (Consulting & Engineering) privatisiert (Dr. Runge 1995, pers. Mitt).

Ein Teil des Sanierungsbetriebes Aue, zu dem auch die Lagerstätte Pöhla-Tellerhäuser gehört, ist die Uranlagerstätte Niederschlema/Alberoda, 28 km südwestlich Chemnitz'.

4.5 Geologische Verhältnisse

4.5.1 Regionalgeologische Übersicht

4.5.1.1 Gebietsabgrenzung

Das Erzgebirge (Krušné hory), eine Pultscholle, in dem sich die Lagerstätte Niederschlema/Alberoda befindet, gehört zum Sächsisch-Thüringischen Grundgebirge des Böhmischen Massivs (Dorn et al. 1992). Zusammen mit dem Nordostbayerischen Grundgebirge bildet das Sächsisch-Thüringische Grundgebirge das Saxothuringikum im engeren Sinne. Kossmat (1927) faßte den Begriff weiter und zählte zum Saxothuringikum das gesamte Gebiet zwischen dem Moldanubikum im Süden und dem nördlich gelegenen Rhenoherzynikum. Eine vereinfachte Gliederung unterteilt das Saxothuringikum in eine Synklinal- und zwei Antiklinalzonen. Erstere wird durch den thüringischen Trog (Frankenwälder Paläozoikum) gebildet, zu letzteren gehören die Mitteldeutsche Kristallinschwelle (z.B. Odenwald, Spessart) und die Fichtelgebirgs-Erzgebirgs-Antikline.

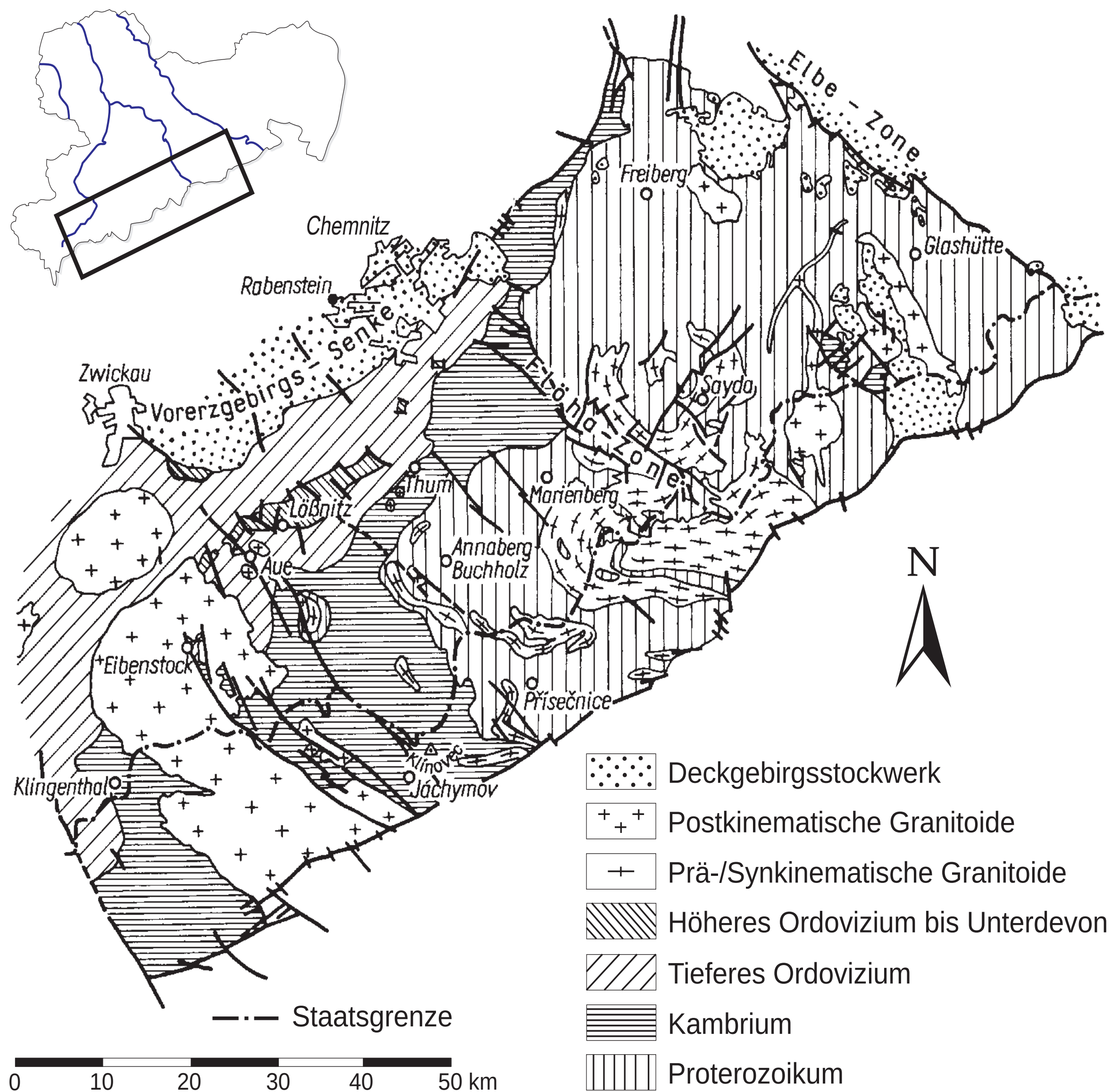


Abb. 8: Strukturgeologische Übersichtskarte des Erzgebirges (z. T. verändert aus LORENZ & HOTH 1990).

Im Nordwesten wird das Erzgebirge von der variscischen Molasse des Erzgebirgischen Beckens begrenzt und im Nordosten durch die Mittelsächsische Störung (PIETZSCH 1951), an die der Westrand der Elbtalzone und die Sächsische Kreidesenke anschließen (Abb. 8). Südöstlich des Erzgebirges befindet sich, getrennt durch den Erzgebirgsabbruch, die Böhmische Kreidesenke mit dem tertiären Eger-Graben und im Südwesten, mit unscharfem Übergang, schließlich das Vogtland (DORN et al. 1992, PIETZSCH 1962). Die höchsten Erhebungen sind auf böhmischem Gebiet der Keilberg (Klinovec) mit 1244 m NN und auf sächsischem der Fichtelberg mit 1214 m NN (PIETZSCH 1962).

Das Gebirge ist Teil der SW—NE verlaufenden Fichtelgebirgs-Erzgebirgs-Antiklinalzone. Dort streichen mesozonale Ortho- und Paragneise aus, die von alt- und jungvariscischen Granitoiden durchsetzt werden.

Eine weitere Unterteilung erfolgt in das morphologisch weniger stark gegliederte Osterzgebirge und das stärker gegliederte Westerzgebirge (HENTSCHEL & SCHEFFLER 1991), deren Grenze die NNW—SSE verlaufende Flöhazone zwischen Deutschneudorf und Flöha bildet.

Die lithostratigraphische Bearbeitung des Erzgebirges ist noch nicht bis ins Detail abgeschlossen (LORENZ & HOTH 1990), und somit ist eine Gesamtdarstellung des Bearbeitungsraumes auf lithostratigraphischer Grundlage nicht vorhanden. Auch der „Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik“ (ZENTRALES GEOLOGISCHES INSTITUT 1968) beruht auf der überholten lithologischen Gliederung des Präkambriums und Kambriums, daher wurde nur wo es nicht zu um-

gehen war, auf den „Grundriß“ zurückgegriffen. Dennoch soll im folgenden versucht werden, den regionalgeologischen Rahmen auf lithostratigraphischer Basis darzustellen. Zur Beschreibung der lithologischen Verhältnisse für die Zeit vom Präkambrium bis zum Ordovizium wird auf das Werk von PIETZSCH (1962) zurückgegriffen, das mittels neuerer Einzeldarstellungen (LORENZ & HOTH 1990, LORENZ 1979, HOTH et al. 1979) und Übersichtsarbeiten (MRNA & SATTRAN 1980, ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE 1989), darunter aus dem thüringischen Raum (HOPPE & SEIDEL 1974), in die bisher bekannten und benannten Gruppen und Folgen eingegliedert wurde (LORENZ & HOTH 1990).

4.5.1.2 Präkambrium

Die ältesten Gesteine des Erzgebirges sind im Osterzgebirge aufgeschlossen. Sie werden vom Liegenden zum Hangenden zusammengefaßt zur Osterzgebirgs Gruppe, der Preßnitz Gruppe und der Niederschlag Gruppe (Tab. 4).

Die Osterzgebirgs Gruppe beginnt mit Biotit-Orthoklas-Plagioklas-Gneisen der Freiberg Folge, worauf die Gneise, Glimmerschiefer und der Quarzit der Brand Folge sowie die Gneise der Annaberg-Wegefarth Folge folgen.

Konkordant schließen z.T. pyritführende Metagrauwacken, Metakonglomerate und Metabasite der Reischdorf Folge sowie teilweise metavulkanische Karbonat-Skarn-Horizonte und Muskovit-Gneise der Kupferberg Folge an, die beide der Preßnitz Gruppe zugerechnet werden.

Für die Rotgneise (Orthogneise granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung) in den Gesteinen der Preßnitz Gruppe wird ein prävariscisches Alter angenommen. Vermutlich begannen die Intrusionen, deren Hauptzentren die heutigen Gneise von Sayda und Katharinenberg waren, am Ende des Präkambriums und reichten bis in das Ordovizium hinein.

Die Niederschlag Gruppe besteht größtenteils aus metamorphen Siltsteinen und Grauwacken der liegenden Schmiedeberg- und hangenden Kunnerstein Folge, die in das Wendium (oberes spätes Proterozoikum) eingestuft werden (HOHL 1985).

4.5.1.3 Kambrium

Das im mittleren und westlichen Erzgebirge aufgeschlossene Kambrium wird in drei Gruppen gegliedert: die Keilberg Gruppe (±Unterkambrium), Joachimsthal Gruppe (±Mittelkambrium) und Thum Gruppe (±Oberkambrium). Charakteristische Gesteine der Keilberg Gruppe, die wiederum in die Raschau-, Obermittweida- und Fichtelberg Folge unterteilt wird, sind Karbonatgesteine. In diese eingeschaltet sind lokal unterschiedliche Anteile von Quarz- und Granat-Glimmerschiefern, die zusammen mit Metagrauwacken, Metakonglomeraten und Metabasiten vorkommen. An der Basis der Raschau Folge findet sich eine Transgression mit einer zeitlich nicht näher bestimmbaren Schichtlücke zwischen Kunnerstein- und Raschau Folge (HOHL 1985). Sie weist möglicherweise auf eine Faltung und Heraushebung der präkambrischen Gesteine hin. Hauptbestandteil der Fichtelberg Folge ist eine quarzitische Gesteinsabfolge.

Die Joachimsthal Gruppe gliedert sich in Grießbach- und Breitenbrunn Folge. Ihnen sind graphitführende Glimmerschieferhorizonte, Metabasite und Karbonathorizonte eigen, während Quarzite und Metagrauwacken deutlich zurücktreten. Darüber hinaus sind Zweiglimmergneise mit Feldspatblasten häufig in vorgenannte Gesteine eingeschaltet.

Einen ähnlichen Gesteinsinhalt weist die Thum Gruppe auf, die in Herold- und Halbmeiler Folge gegliedert wird. Ihr fehlen jedoch die Zweiglimmergneise der Joachimsthal Gruppe. Das fast vollständige Fehlen von kambrischen Gesteinen im Osterzgebirge wird auf dessen Schwellenlage während dieser Zeit zurückgeführt (DORN et al. 1992).

Tab. 4: Lithostratigraphische Einheiten des Erzgebirges. c: Konglomerate, gf: graphitführend, gsf: Glimmerschiefer, k: Karbonate, mb: Metabasite, mc: Metakonglomerate, mg: Metagrauwacken, mugn: Muskovitgneise, ogn: Orthogneise, pgn: Paragneise, py: alle pyritführend, q: Quarzite (nach LORENZ & HOTH 1990, ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE 1989, LORENZ 1979, HOTH et al. 1979).

Formation	Gruppe	Folge	Gesteine	Mächtigkeit [m]
Ordovizium	Gräfenthal Gruppe	Lederschiefer Hauptquarzit Griffelschiefer	gsf, q	400
	Schwarzburg Gruppe	Phycoden Folge	gsf	300…400
		Frauenbach Folge	gsf, gf, q	300…800
±500 Ma				
Kambrium	Thum Gruppe	Halbmeiler Folge	gsf, mb	<100…300
		Herold Folge	gf, gsf, q, mb	100…350
	Joachimsthal Gruppe	Breitenbrunn Folge	gsf, q, mb	100…700
		Grießbach Folge	gsf, mugn, gf, ogn	600…1400
	Keilberg Gruppe	Fichtelberg Folge	gsf, q	0…600
		Obermittweida Folge	gsf, pgn, mb, c	150…750
		Raschau Folge	q, gsf, k	150…500
570±20 Ma				
Präkambrium	Niederschlag Gruppe	Kunnerstein Folge	pgn, mg, c	300…650
		Schmiedeberg Folge	pgn, mb, gsf	
	Preßnitz Gruppe	Kupferberg Folge	gsf, k, mb, ogn, mgn, pgn	300…1000
		Reischdorf Folge	pgn, q, mgn, mb, mc, py	700…1600
	Osterzgebirgs Gruppe	Annaberg-Wegefarth Folge	pgn, mg, mb, gf	800…1900
		Brand Folge	pgn, q, mugn, k, gf	200…600
		Freiberg Folge	pgn, mb, mugn, q	>2500?
1000±50 Ma				

4.5.1.4 Ordovizium

Zur Zeit des Ordoviziums, das ohne eine Schichtlücke zum Kambrium beginnt (PIETZSCH 1962), gerät das heutige Erzgebirge in den Einflußbereich der Thüringischen Fazies (DORN et al. 1992, HOHL 1985). Diese besteht vorwiegend aus klastischen, terrestrischen Gesteinen, die in einem Becken abgelagert wurden. Bereits Anfang des Jahrhunderts konnten die ordovizischen Gesteine im Vogtland stratigraphisch gegliedert werden (GRAUPNER 1928/29, JAEGER 1959, GAERTNER 1944). Obgleich im Erzgebirge nicht alle Schichtenfolgen des Vogtlands vorhanden sind (PIETZSCH 1962), gilt die Gliederung im wesentlichen auch für die ordovizischen Gesteine des Erzgebirges (BRINKMANN & ZEIL 1986).

Im Liegenden beginnt das Ordovizium mit der Schwarzburg Gruppe, die aus Phylliten, Quarziten und Tonschiefern der Frauenbach Folge sowie Phylliten und Quarziten der Phycoden Folge besteht. Es endet im Hangenden mit den lithostratigraphischen Schichtgliedern Griffelschiefer, Hauptquarzit und Lederschiefer der Gräfenthal Gruppe, die aus Tonschiefern, Quarziten, Geröll-tonschiefern und mehreren Eisenerzhorizonten bestehen.

4.5.1.5 Silur

Im Silur kam es anfänglich zur Ablagerung von tonig-kieseligen Abfolgen, die gegen Ende (etwa ab Wenlockium) in karbonatreichere Abfolgen mit Diabasen übergehen (HOHL 1985). Wiederum besteht zwischen den erzgebirgischen und den vogtländischen Verhältnissen eine große Ähnlichkeit (DORN et al. 1992, PIETZSCH 1962). Gegenüber anderen europäischen Gebieten, in denen zwischen Ordovizium und Silur eine Schichtlücke vorhanden ist (BRINKMANN & ZEIL 1986, HOHL 1985), können die im Vogtland und Erzgebirge gefundenen Schichtlücken nur lokal nachgewiesen werden (PIETZSCH 1962). Allgemein darf für das Erzgebirge von einer kontinuierlichen Sedimentation vom Ordovizium bis ins Devon ausgegangen werden (BRINKMANN & ZEIL 1986).

Das Silur wird in die Unteren Graptolithenschiefer, die Ockerkalkgruppe und die ins Devon überleitenden Oberen Graptolithenschiefer gegliedert (PIETZSCH 1962, HOHL 1985). Einige Autoren stellen die Oberen Graptolithenschiefer bereits vollständig ins Devon (DORN et al. 1992, BRINKMANN & ZEIL 1986).

Hauptverbreitungsgebiet der silurischen, oberordovizischen und devonischen Gesteine ist die Lößnitz-Zwönitzer Mulde, eine stark verschuppte Synklinalstruktur (s. Kapitel 4.5.2.2). Dort stehen Alaunschiefer, Kieselschiefer, Tonschiefer und Karbonate an (DORN et al. 1992, PIETZSCH 1962), die von der Wismut zusammen mit den devonischen Gesteinen teilweise als „produktive Gesteine“ bezeichnet wurden, da in ihnen ein Großteil der Vererzung vorkommt (SDAG WISMUT 1991, Tab. 13).

4.5.1.6 Devon

Das Devon beginnt konkordant zum Silur mit den Oberen Graptolithenschiefern, deren Sedimentation bereits im Oberen Pridolium einsetzte (BRINKMANN & ZEIL 1986, HOHL 1985).

Es folgen der unterdevonische Tentakulitenknollenkalk und die Tentakulitenschiefer mit dem Nereïten-Quarzit (benannt nach Nereïtes, mäandrierenden Weidespuren von Anneliden oder Gastropoden, KRUMBIEGEL & KRUMBIEGEL 1981), deren Ausbildung im wesentlichen denen des Vogtländisch-Mittelsächsischen Synklinoriums entspricht (DORN et al. 1992). Darüber wurden die den Wissenbacher Schiefern des Rhenoherzynikums ähnelnden Schwärzschiefer (HOHL 1985) des Mitteldevons abgelagert (PIETZSCH 1962).

Im Oberdevon setzte Diabasvulkanismus mit Schalsteinen und Eisenerzen ein (Planschwitz-Stufe), dessen Gesteine von den Cypridinenschiefern und Knotenkalken überlagert werden. Der in weiten Teilen des Saxothuringikums nachweisbare Vulkanismus kann als initialer Vulkanismus der variscischen Orogenese angesehen werden (PIETZSCH 1962). Darüber hinaus setzt sich im Oberdevon die bereits im Ordovizium begonnene Faziesdifferenzierung fort (BRINKMANN & ZEIL 1986, PIETZSCH

1962), was zum teilweisen Fehlen oberdevonischer Schichten führt (PIETZSCH 1962). Für dieses Fehlen sind auch die beginnenden tektonischen Bewegungen der variscischen Orogenese (Reussische Phase und Bretonische Phase) verantwortlich (PIETZSCH 1962, BRINKMANN & ZEIL 1986).

4.5.1.7 Karbon

Im Unterkarbon verhinderte die variscische Hauptphase die Sedimentation; zum Teil wurden sogar vorhandene Sedimente abgetragen. Unterkarbonische Gesteine sind daher im Erzgebirge nur in den Keratophyrtuffen nahe Lößnitz' vorhanden (PIETZSCH 1962). Im näheren Umfeld hingegen sind zwischen dem Erzgebirgsnordrand und dem Granulitgebirge einige Unterkarbonvorkommen bekannt (Schichten von Borna-Hainichen, PIETZSCH 1962, HOHL 1985, BRINKMANN & ZEIL 1986), die als Molasseablagerungen anzusehen sind (DORN et al. 1992).

Während der variscischen Hauptfaltung stiegen saure Magmen auf, die Gebirgsgranite (OIC: Older Intrusive Complex) des Viseums und Namuriums (330 … 320 Ma). An der Wende Westfalium/Stefanium (305 … 295 Ma), drangen die Erzgebirgsgranite (YIC: Younger Intrusive Complex) ein. Geochemische Untersuchungen im böhmisch/tschechischen Teil des Erzgebirges haben gezeigt, daß die Erzgebirgsgranite aus der gleichen Quelle stammen wie die Gebirgsgranite (Abb. 9), zum Teil sogar aus der erneuten Aufschmelzung der Gebirgsgranite hervorgegangen sind (STEMPROK 1992). Gleichzeitig entstanden Rhyolite (Quarzporphyre), Rhyodazite sowie Granitporphyre (DORN et al. 1992), wie beispielsweise bei Schönfeld, Bärenfels, Bärenburg und Altenberg (PIETZSCH 1962). Im Gefolge der Granitintrusionen kam es zur Bildung des älteren Teils der erzgebirgischen Erzvorkommen (OELSNER 1958). Eine genetische Beziehung zwischen den Intrusionen des YIC und der Uranmineralisation ist jedoch nicht ableitbar (SOKOLOVA & ACHEYEV 1972), da zwischen dem Alter der Mineralisation (LEUTWEIN 1957) und der Intrusion etwa 100 Ma liegen.

Im Gegensatz zum Osterzgebirge, wo die Erosion die meisten Granitvorkommen noch nicht freigelegt hat, sind die Granite des Westerzgebirges an der Oberfläche aufgeschlossen (DORN et al. 1992). Hier wie dort können die Vorkommen den älteren Gebirgsgraniten oder den jüngeren Erzgebirgsgraniten zugeordnet werden.

Zu den Gebirgsgraniten zählen im West- und Mittelerzgebirge die porphyrischen Biotit-Monzo-Granite von Karlsbad und Neudeck in Böhmen sowie Kirchberg, Bergen und Aue in Sachsen. Im Osterzgebirge gehören dazu die Granite von Tellnitz (Böhmen), Fleyh und Niederbobritzsch.

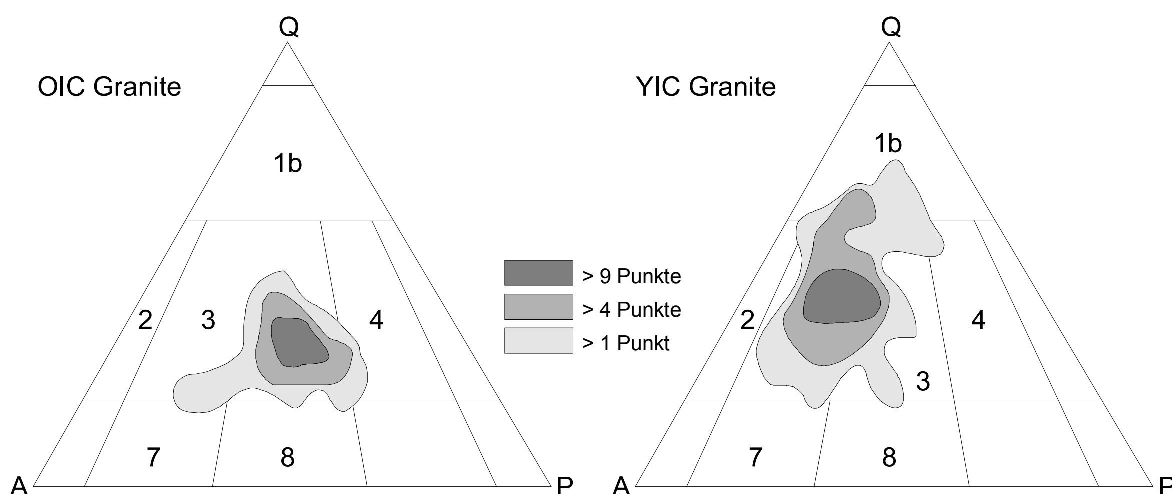


Abb. 9: Modalzusammensetzung der OIC Granite (n = 33) und YIC Granite (n = 87) im STRECKEISEN-Diagramm. OIC Granite fallen in das Feld der Monzo-Granite, YIC Granite liegen an der Grenze Monzo- und Syeno-Granite (nach STEMPROK 1992). A: Alkalifeldspat, P: Plagioklas, Q: Quarz. 1 b: Quarzreiche Granitoide, 2: Alkalifeldspat Granite, 3: Syeno und Monzo Granite, 4: Granodiorite, 7: Quarz Syenite, 8: Quarz Monzonite.

Das Karlsbad-Massiv und das Eibenstock-Neudeck-Massiv enthalten darüber hinaus leukokrate Turmalin-Monzo-Granite und Syeno-Granite der jüngeren Erzgebirgsgranite. Diese kommen vor allem in den Graniten von Ehrenfriedersdorf im Mittelerzgebirge sowie Altenberg, Schellerhau, Zinnwald und Sadisdorf im Osterzgebirge vor (DORN et al. 1992, STEMPROK 1992). Dort hatten die damit einhergehenden Zinn-Wolfram-Molybdän-Mineralisationen große volkswirtschaftliche Bedeutung (BAUMANN et al. 1979), die jedoch mit der politischen und wirtschaftlichen Wende 1989/90 schwand.

Im Umfeld der Granite sind die bereits als regionalmetamorphe Gesteine vorliegenden Serien des Erzgebirges und Vogtlands kontaktmetamorph verändert und in Fruchtschiefer, Skarne, Hornfelse, kohlenstoffhaltige Schiefer und Quarzite umgewandelt worden.

Am Ende des Karbons lag der Saxothuringische Geosynklinaltrog der variscischen Ära als neuer Kontinentalbereich vor. Das Erzgebirge war Festland und die Ablagerung von Sedimenten konzentrierte sich auf intermontane Molassebecken. Erzgebirgisch (NE—SW) streichende Großsättel und Großmulden mit teilweise intensiver Isoklinalfaltung und Schieferung kennzeichneten das neu entstandene Gebirge, das seitdem überwiegend Abtragungsgebiet war (PIETZSCH 1962).

4.5.1.8 Perm

An der Wende Karbon/Perm kam es zur Sedimentation intramontaner Molassesedimente, deren Reste heute im Altenberger Bruchfeld und der Flöha-Querzone vorliegen (DORN et al. 1992). Dort wurden neben Konglomeraten und Sandsteinen auch Porphyre und Kohlenflöze gefunden (PIETZSCH 1962).

4.5.1.9 Jura, Kreide

Zur Zeit des Cenomaniums und Turoniums wurden nördlich und östlich Freibergs marine und nichtmarine Schotter und Sande abgelagert, die heute diagenetisch verfestigt sind (PIETZSCH 1962, DORN et al. 1992). Während des jüngeren Mesozoikums kam es zu keinen weiteren bedeutenden Sedimentationen (HENNINGSEN & KATZUNG 1992).

4.5.1.10 Tertiär

An der Wende Oligozän/Miozän entstanden Tone, Sande und Kiese. Diese Sedimente sind Reste fluviatiler Ablagerungen eines nach Norden entwässernden Flußsystems der tertiären Landoberfläche, die beispielsweise unter der schützenden Basaltdecke des Pöhlbergs bei Annaberg-Buchholz erhalten blieben. Weitere Basaltvorkommen, die sich im Gefolge der Basaltintrusionen des Duppauer Gebirges und Böhmischen Mittelgebirges bildeten, gibt es bei Oberwiesenthal, bei Scheibenberg, Seifen (Böhmen), Geiersberg oder Wilisch (PIETZSCH 1962).

Im Lattorfium (Unteroligozän) beginnt in Böhmen eine Einmuldung, in der anfänglich Sande (z.B. Altsattel Sandstein der Altsattel Formation zwischen Karlsbad und Falkenau), später Kohlen (Chattium: z.B. Braunkohlebecken von Saaz, Bilin und Falkenau in Böhmen) abgelagert werden (DORN et al. 1992, PIETZSCH 1962).

Mit dem Einsenken des WSW—ENE streichenden Eger-Grabens geht das allmähliche Einkippen des Erzgebirges einher, in dessen Gefolge im Burdigalium der Erzgebirgsabbruch entstand (PIETZSCH 1962). An diesem ist die südöstliche Scholle gegenüber der nordwestlichen um runde 1000 m abgesunken (DORN et al. 1992). Durch die Heraushebung des Erzgebirges kommt es zu einer tiefgreifenden Erosion der Hochscholle des Erzgebirges, mit teilweiser Reliefumkehr (z.B. Pöhlberg bei Annaberg-Buchholz), was auf eine vorherige, tiefgründige Gesteinszersetzung zurückgeführt wird (PIETZSCH 1962).

4.5.1.11 Quartär

Das Erzgebirge war während des Quartärs eisfrei, so daß glaziale Sedimente fehlen. Seine südlichste Grenze hatte das Eis in Sachsen während des Mindelglazials (Elster-Kaltzeit), als es etwa

bis zur NE—SW verlaufenden Linie Reichenbach-Chemnitz-Nossen und der NW—SE verlaufenden Linie Nossen-Dresden-Bad Schandau vordrang.

Eine der wenigen bekannten interglazialen Ablagerungen stammt aus dem Eem-Interglazial und war am Klösterlein von Aue aufgeschlossen („Interglazial von Aue“, PIETZSCH 1962). Dort beschrieben BECK & WEBER (1897) Schotter, Lehm, Ton und Torf, in dem verschiedene interglaziale Pflanzen vorkamen, die jedoch von WOLF (1991) in das Brørup-Interstadial gestellt werden. Aus dem Würm-Glazial (Weichsel-Kaltzeit) stammen Lößablagerungen am Nordrand des Erzgebirges.

Hauptsächlich lagerten sich jedoch in den Flußtälern fluviatile Sedimente ab, die auf den Verwitterungsschutt der Hänge zurückgeführt werden können und aus lehmigen Schottern, Sanden und Hangschutt bestehen.

Als eine Folge der ansteigenden Jahresdurchschnittstemperaturen bildeten sich während des Holozäns auf den tonigen Verwitterungsschichten der Granite und Gneise Hochmoore. Viele davon sind heute durch Entwässerung zerstört (PIETZSCH 1962).

4.5.2 Lokale geologische Verhältnisse

4.5.2.1 Einführung

Informationen über die SDAG Wismut und Gebiete, auf denen der Uranerzbergbau umging, unterlagen bis zur politischen Wende in der DDR strengster Geheimhaltung (SCHÜTTMANN 1992, KARLSCH 1993). Dies betraf auch die geologischen Verhältnisse der Lagerstätte und deren Umfeld, über die daher bis 1989 nur wenig veröffentlichtes Material vorliegt. Viele Publikationen enthalten im Titel nur versteckt Hinweise auf den Uranerzbergbau (z.B. SCHTSCHUROW & TIMOFEJEW 1966) und Lokalitätsbezeichnungen fehlen häufig völlig (z.B. JANISCHEWSKIJ & KONSTANTINOW 1962, HARLASS & SCHÜTZEL 1965).

Bedauerlicherweise hat sich an dieser Geheimhaltung bis heute teilweise wenig geändert, was insbesondere die Bundestagsabgeordneten Dr. Uwe JENS am 30. Oktober 1991 und Dr. Klaus-Dieter FEIGE am 12. November 1992 in Parlamentsreden kritisierten (JENS 1991, FEIGE 1992).

Ein Hinweis auf die strenge Geheimhaltung, der die Wismut unterlag, mag sein, daß in dem Werk „Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik“ (ZENTRALES GEOLOGISCHES INSTITUT 1968) unter dem Stichwort Uranvorkommen lediglich folgender Eintrag existiert: „In Thüringen sind an die zeitlich (Zechstein 1, der Verfasser) etwa äquivalenten klastischen Sedimente Uranvorkommen geknüpft.“ Anderenorts, ohne einen Eintrag im Register, steht, daß „in größerer Entfernung von Granit [...] hydrothermale apomagmatische Lagerstätten [auftreten], vor allem Blei-Zink-Silber-Erzgänge und Uran-Erzgänge“ (ZENTRALES GEOLOGISCHES INSTITUT 1968, S. 255). In dem umfangreichen Werk „Geologie von Thüringen“ gar, existieren keinerlei Hinweise auf einen Uranabbau in der Umgebung von Ronneburg (HOPPE & SEIDEL 1974).

Die Geologen der Wismut haben ein umfassendes, geologisches Rißwerk hinterlassen, das für die vorliegende Arbeit aus „Geheimhaltungsgründen“ nicht vollständig zur Verfügung stand. Politische und volkswirtschaftliche Gründe ermöglichten es den sowjetischen und deutschen Geologen nur teilweise, ihre Detailkartierungen der wenigstens seit 1964 (LORENZ & HOTH 1990) bekannten lithostratigraphischen Gliederung des Erzgebirges anzupassen. In den bereits publizierten älteren geologischen Querschnitten der Lagerstätte (BÖTTCHER et al. 1991, SCHRÖDER & LIPP 1990a, JANISCHEWSKIJ & KONSTANTINOW 1962, LANGE et al. 1991, BÜDER & SCHUPPAN 1992) wurden daher von den Wismutgeologen für die Phyllite der Frauenbach Folge beispielsweise die gleichen Signaturen gewählt wie für die der Phycoden Folge.

In Anlehnung an diese Tatsache wird bei der Lagerstättenbeschreibung in vorliegender Arbeit daher meist auf die lithologischen Bezeichnungen anstatt auf die lithostratigraphischen zurückgegriffen. Es muß zukünftigen Bearbeitern vorbehalten bleiben, die umfangreichen Daten zu den geologischen Verhältnissen der Lagerstätte Niederschlema/Alberoda detailliert nach modernen Gesichtspunkten zu bearbeiten.

4.5.2.2 Umfeldgeologie

Die Ganglagerstätte Niederschlema/Alberoda, „eine der größten Ganglagerstätten der Welt" (BARTHEL 1993), befindet sich in der Lößnitz-Zwönitzer-Zwischenmulde, einer erzgebirgisch (SW—NE) streichenden Faltenzone, nordwestlich der Erzgebirgs-Zentralzone (BÜDER & SCHUPPAN 1992, DORN et al. 1992). Dort sind Gesteine der Halbmeiler Folge, der Frauenbach Folge, der Phycoden Folge und der Gräfenthal Gruppe des Ordoviziums, Silurs und Devons aufgeschlossen (Tab. 5), die im Bereich der postkinematischen Granite kontaktmetamorph verändert wurden (DORN et al. 1992, BÜDER & SCHUPPAN 1992, LORENZ & HOTH 1990, LANGE et al. 1991).

Bei den im Untergrund miteinander verbundenen Graniten handelt es sich um die Gebirgsgranite von Aue, Kirchberg, Oberschlema, Auerhammer und Lauter und – zumindest in der Umgebung der Lagerstätte – um den Erzgebirgsgranit von Eibenstock. Für das Einfallen der Granitoberfläche wurden im Lagerstättenbereich Winkel von 35 … 45° und nordwestliche Richtung bestimmt (LANGE et al. 1991). Im Gefolge der Granitintrusionen haben sich im Umfeld der Lagerstätte Aplite und Kersantite gebildet, die jünger sind als die Erzgebirgsgranite und im Stefanium (ältere Biotit-Kersantite) sowie im Autunium (jüngere Chlorit-Kersantite und Aplite) entstanden (STEMPROK 1992, ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE 1989). Ihr Vorkommen ist an eine bis nach Thüringen und Böhmen verfolgbare tektonische Schwächezone geknüpft (Abb. 10, ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE 1989), die Gera-Aue-Joachimsthal-Störungszone (im Ronneburger Raum: Nejdeck-Crimmitschauer Störung; LANGE et al. 1991, BÜDER & SCHUPPAN 1992). An dieser NW—SE streichenden Störung liegen auch die Uranvorkommen von Ronneburg/Thüringen (MEINEL 1993) und von Joachimsthal/Böhmen. Sie setzt sich in Gestalt der Finne-Störung durch das gesamte Thüringer Becken bis in den Raum Sondershausen am Südharzrand fort (FRANZKE et al. 1992, DORN et al. 1992).

Die typischen Gesteine der Lagerstätte sind Skarne, Amphibolitschiefer, Graphitschiefer, Glimmerschiefer, Metadiabase, Kersantite, Quarzit, Pyroxen-Feldspat-Hornfels, Kalksteine, Granit, Marmor und Fruchtschiefer (JANISCHEWSKIJ & KONSTANTINOW 1962, SDAG WISMUT 1991, BÜDER & SCHUPPAN 1992). Ihre prozentuale Verteilung ist in Abb. 11 dargestellt. Einige Haupt- und Spurenelemente der wichtigsten lithologischen Einheiten sind der Tabelle zu entnehmen (Tab. 6). Diese Ergebnisse von ZETZSCHE (1994) beruhen ausschließlich auf Gesteinen aus der Lagerstätte Niederschlema/Alberoda und werden bei den Berechnungen in Kapitel 8.3 verwendet.

Interessanterweise stimmen die regionalen CLARKE-Werte von ZETZSCHE (1994) nur in den Hauptelementen mit denen von PÄLCHEN et al. (1987) überein. Bei den Nebenelementen gibt es zum Teil signifikante Unterschiede, die beispielsweise beim Sr- oder Ba-Gehalt der Phyllite eine Zehnerpotenz erreichen.

Worauf diese Unterschiede zurückzuführen sind, kann an dieser Stelle nicht endgültig entschieden werden, denkbar wären folgende Ursachen:

- Unterschiedliche Flächenanteile der lithologischen Einheiten bei den jeweiligen Autoren
- PÄLCHEN et al. (1987) zogen keine Gesteine der nordwestlichen Lößnitz-Zwönitzer-Mulde in ihre Berechnungen mit ein
- systematischer Probennahmefehler und zu wenige Analysen bei PÄLCHEN et al. (1987)
- Zusammensetzung der Gesteine in den betrachteten regionalen Einheiten ist verschieden.

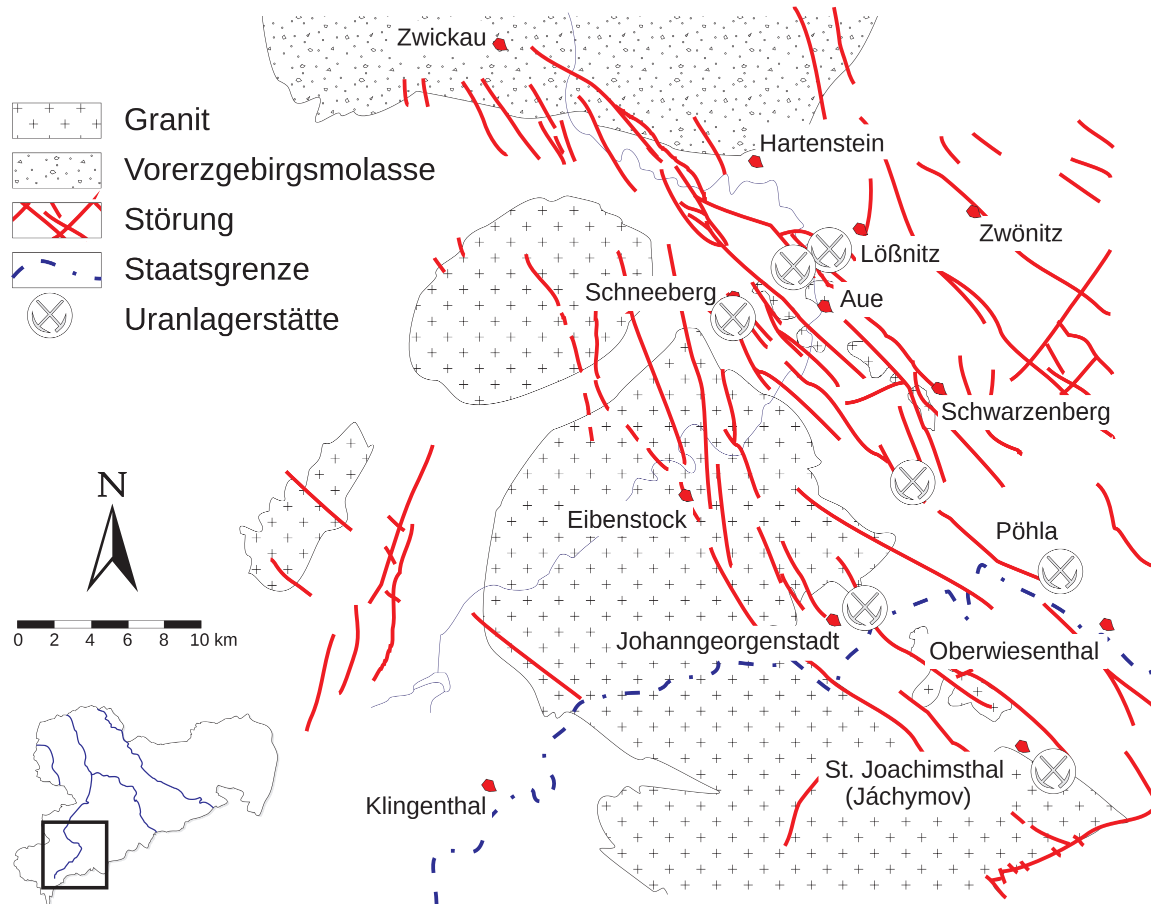


Abb. 10: Vereinfachte tektonische Übersichtskarte der Gera-Aue-Joachimsthal-Störungszone zwischen St. Joachimsthal und Zwickau sowie der Erzgebirgs- und Gebirgsgranite in deren Umgebung (verändert nach ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE 1989, BÜDER & SCHUPPAN 1992).

Tab. 5: Lithostratigraphisches Profil für die Lagerstätten zwischen Schlema und Alberoda (verändert nach ATSCHEJEW 1967 zitiert nach BÜDER & SCHUPPAN 1992).

Formation	Mächtigkeit	Gesteine	Magmatite
Devon	max. 300 m	grobkörnige Metadiabase	Granit
		feinkörnige Metadiabase	Aplite
		gebänderte Metadiabase	Biotitkersantit
		Kalke	Chloritkersantit
		dunkle Schiefer, Fruchtschiefer, Glimmerfelse	
		Skarne (Skarnoide)	
Silur	80 … 120 m	Alaunschiefer	
		Alaun- und Kieselschiefer	
		kohlenstofführende Kalke	
		kohlenstofführende dunkle Schiefer, Fruchtschiefer, Glimmerfelse	
Ordovizium	150 … 120 m	dunkle Schiefer, Fruchtschiefer, Glimmerfelse	
Gräfenthal		Hauptquarzit	
Gruppe		dunkle kalkführende Schiefer	
Ordovizium	600 … 800 m	helle Serizit-Muskovit-(Biotit-)Schiefer, Fruchtschiefer, Glimmerfelse	
Phycoden		Quarzitschiefer	
Folge		Skarne (Skarnoide)	
		feinkörnige Metadiabase	
		Gabbro-Diabase	

Tab. 6: Haupt- und Spurenelemente der wichtigsten lithologischen Einheiten im Umfeld der Lagerstätte Niederschlema/Alberoda (nach ZETZSCHE 1994) sowie das Säureproduktionspotential, Neutralisationspotential und Nettoneutralisationspotential der jeweiligen Gesteine. Mit * gekennzeichnete Werte nach WILDNER (1995, pers. Mitt.), + aus den Formeln 37 bis 39. Hauptelemente und Pyrit in Massenprozent, Nebenelemente in ppm, Ra in Bq g^{-1}, APP, NP und Net NP in g kg^{-1} $CaCO_3$. Cd (<1) und W (<10) jeweils unter der Nachweisgrenze. ud: homogener Metadiabas (Oberdevon), td: gebänderter Metadiabas (Oberdevon), sk: Hornfels (Kontaktmetamorphit), ks/l: Alaun- und Kieselschiefer (Untere Graptolithenschiefer, Silur), ks/k: Ockerkalk (Silur), ds: Dunkle Phyllite (Gräfenthal Gruppe), s: Helle Phyllite (Phycoden Folge), qs: Hauptquarzit (Gräfenthal Gruppe), G: Granit, Kb/Kh: Lamprophyr. APP: Säureproduktionspotential, NP: Neutralisationspotential, Net NP: Nettoneutralisationspotential.

Element	ud	td	sk	ks/l	ks/k	ds	s	qs	G	Kb/Kh
SiO_2	47,10	47,67	64,40	68,05	21,08	57,40	57,00	76,30	70,41	48,70
TiO_2	1,70	2,28	0,67	0,48	0,48	0,95	0,87	0,72	0,03	2,58
Al_2O_3	13,20	13,50	16,90	8,76	6,58	18,85	21,00	10,06	12,66	13,24
Fe_2O_3	3,40	3,25	0,90	1,60	2,45	1,70	1,75	4,98	0,03	2,68
FeO	10,90	8,10	4,60	4,00	3,06	6,45	5,05	4,36	5,30	7,18
MnO	0,18	0,16	0,09	0,08	0,36	0,08	0,11	0,10	0,16	0,21
MgO	5,30	4,30	1,70	1,68	5,70	2,94	2,11	1,30	0,64	4,14
CaO	8,40	11,75	0,59	1,64	28,88	0,95	0,51	0,56	1,28	5,84
Na_2O	3,20	2,25	0,96	0,60	0,30	2,00	1,20	1,94	3,53	3,89
K_2O	1,30	1,90	3,60	2,60	2,85	3,85	4,38	2,31	4,93	3,60
P_2O_5	<0,10	0,14	<0,10	0,60	0,20	<0,1	<0,1	0,10	0,13	0,73
S(ges)	0,21	0,39	<0,10	0,41	0,89	<0,1	<0,1		0,1*	0,2*
$S\text{-}SO_4^{2-}$	<0,10	<0,10	<0,10	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1			
H_2O	1,40	0,74	1,60	1,44	1,62	2,43	2,30	1,21		1,01
GV	2,80	1,75	2,70	6,90	27,12	4,20	3,85			
F	0,08	0,11	0,10	0,20	0,12	0,10	0,1			
C (org.)	<0,10	0,13	<0,10	4,28	1,04	0,38	<0,1			
CO_2	0,18	0,34	0,30	0,18	25,25	0,51	0,45	0,38	0,3*	6,43
Summe	99,40	98,76	99,10	103,50		102,80	101,00	104,30	99,10	100,20
Pyrit	0,3*	0,7*		3*	2*	0,3*	0,2*		0,2*	0,3*
Ag	1	1	<2	1	<2	1	1	1	1	2
As	46	23	26	74	44	26	21	22	4	60
B	15	18	14	20	15	12	10			
Ba	100	83	63	90	620	60	45			
Bi	<1	9	<1	<1	<1	<1	<1			
Co	40	51	20	17	17	23	16	7	6	60
Cu	52	48	24	61	61	15	18	15	1	38
Mo	<4	<4	<4	10	10	<4	<4			
Ni	76	100	31	77	7	44	37	130	3,5	250
Pb	18	18	28	31	31	18	16	8	10	20
Ra	<0,05	<0,05	0,05	0,1	0,11	0,06	0,05		0,12	
Sb	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	0,7	<0,5	<0,5			
Se	<0,2	0,2	<0,2	2,1	2,1	<0,2	<0,2			
Sn	<2	10,1	<2	<2	<2	<2	<2			
Sr	125	115	33	120	120	42	36			
Th	2	6,1	12	6,8	6,8	15,5	15,5		17	
U	<2	4	2,3	7	7	2	2,6		4	
V	89	120	42	165	165	53	27			
Zn	130	132	72	95	145	132	72	24	27	
APP^+	6	13	2	53	38	6	3	—	3	6
NP^+	6	12	11	6	903	18	16	—	11	230
Net NP^+	0	-1	9	-47	865	12	13	—	8	224

JANISCHEWSKIJ & KONSTANTINOW (1962) konnten für die Uranvererzung im Erzgebirge zwischen der Uranvererzung und den lithologischen Gegebenheiten einerseits und der Vererzung und dem Kluftsystem andererseits eine deutliche Beziehung nachweisen, worauf im Kapitel 4.6 näher eingegangen wird (die Abbildungen in dieser Arbeit lassen keinen Zweifel daran, daß JANISCHEWSKIJ die Lagerstätte Niederschlema/Alberoda beschreibt).

Von einigen Ganggesteinen und Graniten abgesehen, sind alle Gesteine stark isoklinal gefaltet und tektonisch miteinander verschuppt. Faltenachsen und Schichtflächen streichen im Lagerstättenbereich zur Mehrzahl ENE—WSW, im südwestlichen Teil vereinzelt auch N—S. Die Schichten fallen mit 40 … 50° nach NW ein, entsprechend haben die Falten eine SE-Vergenz (SCHRÖDER & LIPP 1990a, LANGE et al. 1991).

Kontrollierendes Element für die Lagerstätte ist die Gera-Aue-Joachimsthal-Störungszone. In ihrem Gefolge bildeten sich NW—SE und NNE—SSW-streichende Störungssysteme aus (ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE 1989), denen auch die bedeutendste Störung der Lagerstätte angehört: der Rote Kamm. Er trennt die beiden Granite von Oberschlema und Auerhammer (PIETZSCH 1962) von den Gesteinen der Halbmeiler, Frauenbach und Phycoden Folge sowie der Gräfenthal Gruppe, die nordöstlich anschließen. Im Bereich des Granits von Oberschlema wurde der Rote Kamm als Gleesberg Flügel bezeichnet, wobei es sich um die beiden einzigen historischen Gangbezeichnungen handelt, die vom Wismut-Bergbau übernommen wurden (BÖTTCHER et al. 1991).

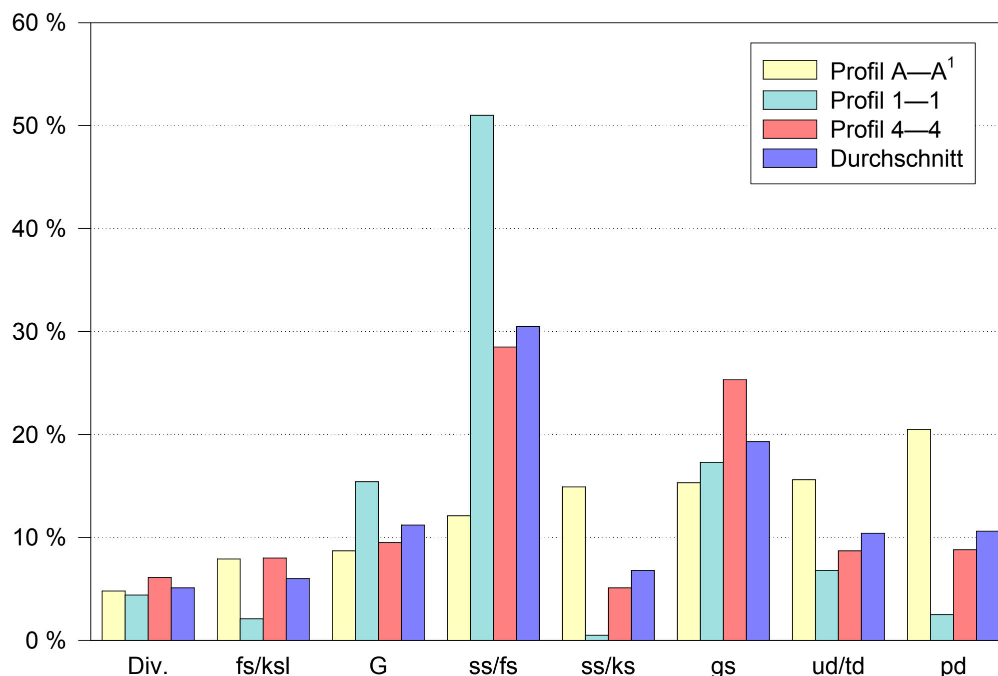


Abb. 11: Prozentuale Verteilung der Gesteine in der Lagerstätte Niederschlema/Alberoda aufgrund geologischer Karten und Gesteinsbezeichnungen der Wismut GmbH. Div. (sk; A; Kb; Kh; qs; ks/l; ud): Skarne, Aplite, Biotitkersantit, Chloritkersantit, Quarzitschiefer, Kieselschiefer, feinkörnige Metadiabase; fs/ksl: Fruchtschiefer mit Kieselschieferlagen; G: Granit; ss/fs: Phyllit, helle Fruchtschiefer; ss/ks: kohlenstoffhaltiger, dunkler Phyllit; gs: helle Glimmerfelse; ud/td: feinkörnige und gebänderte Metadiabase; pd: grobkörnige Metadiabase; vgl. Tab. 5. Bezeichnungen der Profile entsprechen der Bezeichnungsweise der SDAG/GmbH Wismut, von der aus die Lagerstätte üblicherweise in zwei Längsprofilen (A—A^1, B—B^1) in SW—NE-Richtung und acht Querprofilen (1—1 … 8—8) in NNW—SSE-Richtung dargestellt wurde.

Tab. 7: Charakterisierung der Erzgänge im Schlemaer Raum (nach BÜDER & SCHUPPAN 1992). Signaturen geben die Stärke der Uranvererzung an. -: keines, +: wenig, ++: viel, +++: sehr viel.

Streichrichtung	Einfallsrichtung	Beispiele	Uranerz
WSW—ENE	NNW	Union, Gera, Erna	++
WNW—ESE	±saiger	Bad Elster	+
NW—SE	SW	Roter Kamm, Ruhmvoll, Schwerin, Beryll	+++
NE—SW	NW	Morgengänge in Oberschlema	-

Der Rote Kamm trennt auch die historische Silbererzlagerstätte von Schneeberg-Neustädtel, deren Vorkommen im 16. Jahrhundert erschöpft waren (BÖTTCHER et al. 1991), und die Uranlagerstätte Niederschlema/Alberoda sowie Oberschlema. Ihren Namen hat die bis zu 10 Meter mächtige Störungszone von Eisen- und Manganoxiden, die zusammen mit Quarz, Baryt und Fluorit der eba-Formation (BAUMANN 1968) in den Störungsbreccien und -letten vorkommen. Der 5600 m lange (SCHIFFNER et al. 1911) Rote Kamm fällt bei einer Sprunghöhe von 400 … 500 m (GENSER 1932) mit 60 … 65° in nordöstliche Richtung ein und streicht NW—SE. Im Osten wird die Lagerstätte ebenfalls von einer Störungszone begrenzt, der NE—SW verlaufenden Affalter Störung (SCHRÖDER & LIPP 1990a).

Historische Karten der Umgebung von Aue zeigen Erzgänge, die neben den vorgenannten Richtungen auch ein Streichen in ENE—WSW haben können („Geognostische Übersichtskarte des Erzdistricts von Schneeberg“ in HAMANN & HAMANN 1990).

Annähernd 200 Gänge mit unterschiedlicher Bedeutung für die Urangewinnung hat der Erzbergbau in Niederschlema/Alberoda aufgeschlossen (BÖTTCHER et al. 1991, BÜDER & SCHUPPAN 1992, JANISCHEWSKIJ & KONSTANTINOW 1962). Da nicht alle dieser Gänge übertage ausstreichen, konnten erst durch den Bergbau weitere Streichrichtungen der Gänge festgestellt werden (Tab. 7). Nicht nur die Streichrichtung, sondern auch die Überkreuzung der Erzgänge zu sogenannten Erzknoten spielte bergwirtschaftlich eine Rolle, worauf in Kapitel 4.6.3 näher eingegangen wird (JANISCHEWSKIJ & KONSTANTINOW 1962, BÜDER & SCHUPPAN 1992).

4.6 Eigenschaften der Lagerstätte

4.6.1 Klassifikationen

Von der Wismut wurden im Laufe ihrer Geschichte in Sachsen und Thüringen 21 Lagerstätten abgebaut (Abb. 4), die fünf unterschiedlichen Lagerstättentypen zugeordnet werden können (LANGE et al. 1991, BUNDESMINISTER FÜR WIRTSCHAFT 1993, MÜHLSTEDT 1992). Jede dieser Lagerstätten besteht zum Teil aus weiteren Lagerstättenteilen (Tab. 8), das Erzfeld Ronneburg beispielsweise aus fünf Bergwerken.

Die DDR bzw. die Bundesrepublik Deutschland (220 kt Uranmetall) gehörte bis Ende 1990 nach den Vereinigten Staaten von Amerika (334 kt Uranmetall) und Kanada (240 kt Uranmetall) zu den drei größten Uranproduzenten der Welt (BUNDESMINISTER FÜR WIRTSCHAFT 1993; Gründe für den Widerspruch zur Angabe in Tab. 8 siehe dortige Legende). Dabei sind jedoch nur die sächsisch-thüringischen Uranerze berücksichtigt, die nach 1945 abgebaut wurden. Zwischen der ersten Uranförderung in Sachsen 1825 (KIRCHHEIMER 1978) und 1945 sind darüber hinaus weitere 1000 t Uranerz gefördert worden (BAIN 1950).

DAHLKAMP (1993) stellt die Uranlagerstätten des Erzgebirges („Schlema“ in Tab. 8) zum Typ 3 („Vein“) seiner umfangreichen Gliederung (Tab. 9). Er unterscheidet insgesamt 15 Typen mit 30 Subtypen, von denen Typ 3 wie folgt beschrieben wird:

Tab. 8: Lagerstättentypen und deren abgebaute Erzvorräte in Sachsen und Thüringen (ergänzt nach MÜHLSTEDT 1992, BUNDESMINISTER FÜR WIRTSCHAFT 1993, BÖTTCHER et al. 1991). BÜDER & SCHUPPAN (1992) geben für Niederschlema/Alberoda abweichend davon 73 kt Uran an. Möglicherweise beziehen sich die Angaben aus BÜDER & SCHUPPAN (1992) auf Uranmetall, während die 248 kt in der Tabelle für Yellow Cake gelten. BARTHEL (1993) vermutet die Ursache der voneinander abweichenden Abbauzahlen in unterschiedlichem Ausbringen und bergbaulichen Verlusten.

Typ Wismut	Typ DAHLKAMP	Charakterisierung	Lagerstätten	Fördermenge UO_2
Ronneburg	16	linsen- und stockwerkartige Lagerstätten in paläozoischen Schiefern, Kalksteinen und Diabasen	Schmirchau, Reust, Paitzdorf, Beerwalde, Drosen, Dittrichshütte, Lichtenberg, Stolzenberg	111 kt
Schlema	3.1.2.2	hydrothermale Ganglagerstätten	Niederschlema/Alberoda	81 kt
			Tellerhäuser, Oberschlema, „Weißer Hirsch", Johanngeorgenstadt, Antonsthal, Seiffenbach, Zobes, Bärenstein, Schneckenstein, Marienberg, Schneeberg, Pöhla, Geyer	21 kt
Königstein	4.1.1	Sandsteinlagerstätten der Kreide	Königstein, Pirna, Thürmsdorf, Rosenthal	19 kt
Culmitzsch	—	flözartige Lagerstätten in kalkig-tonigen Sedimenten des Zechsteins	Culmitzsch, Sorge, Gauern	12 kt
Freital	14.1	uranhaltige Steinkohlenflöze des Rotliegenden	Heidenschanze, Bannewitz-Gittersee	4 kt
			Summe	248 kt

Tab. 9: Einstufung der Lagerstätte Niederschlema/Alberoda in die weltweite Gliederung der Uranlagerstätten nach DAHLKAMP (1993).

Typ	Subtyp	Klasse	Subklasse	Bezeichnung	Charakterisierung	Beispiel
3				Vein		
	3.1			Granite-related		
		3.1.2		Perigranitic		
			3.1.2.2	In Metasediments, polymetallic	Erzgebirge	St. Joachimsthal, Karlsbad, Alberoda-Niederschlema, Pöhla-Tellerhäuser, Schneeberg, Johanngeorgenstadt, Wittichen/ Schwarzwald

„Vein Deposits consist of uranium mineralization in lenses or sheets or disseminations filling joints, fissures, breccias and stockworks in deformed and fractured rocks. Size and complexity of vein sets are variable. Distribution and intensity of mineralization are irregular. Principal uranium phases are pitchblende, uraninite, and coffinite. Gangue minerals are always present. Uranium may form monometallic mineralizations or polymetallic mineralizations. Associated metals include Co, Ni, Bi, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo and/or Fe in form of sulphides, arsenides or sulfarsenides. Wall rock alteration is commonly restricted to a narrow margin (<1 m)".

Unabhängig von der Uranlagerstättenklassifikation existieren im Erzgebirge weitere Gliederungen. VON CHARPENTIER (1778) und WERNER (1791) publizierten erstmalig eine systematische Darstellung der Mineralvergesellschaftungen („Paragenesen" nach BREITHAUPT 1849) des Erzgebirges (BAUMANN 1968). Waren es bei WERNER elf „Gangerzformationen" (zitiert nach BAUMANN 1968), so werden heute unter Zugrundelegung des mineralogisch-paragenetischen Modells im

wesentlichen acht bis zehn Mineralvergesellschaftungen unterschieden (Tab. 10, BAUMANN 1968, BAUMANN 1992, BAUMANN 1994).

Daneben gibt es im Erzgebirge zwei weitere Klassifikationen, die zum einen auf der morpho-strukturellen Stellung der Lagerstätte und zum anderen der Metallogenese beruhen. Letztere unterscheidet im Erzgebirge dreizehn verschiedene Erzvergesellschaftungen (ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE 1989), bei denen die Lagerstätte Niederschlema/Alberoda zum Typ X, „polymetallische Vergesellschaftung des Younger Intrusive Complex (YIC), melanokrater Typ 1“, gehört (TISCHENDORF 1986).

Es soll nicht versucht werden, die bei der Wismut übliche paragenetische Gliederung nach BAUMANN (1967) der der metallogenetischen anzupassen. Beide besitzen Vorteile, die letztere vor allem den, eine altersmäßige Beziehung zwischen tektonischen Vorgängen und der Lagerstättenbildung herzustellen.

Da die paragenetische Gliederung bereits in anderen Arbeiten über die Uranlagerstätten des Erzgebirges als Grundlage verwendet wurde (HARLASS & SCHÜTZEL 1965, LEUTWEIN 1957, OELSNER 1951, JANISCHEWSKIJ & KONSTANTINOW 1962, SCHUPPAN et al. 1994), soll hier ebenso verfahren

Tab. 10: Die Erzformationen des Erzgebirges (BAUMANN 1968, ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE 1989, HARLASS & SCHÜTZEL 1965, OELSNER 1958, BAUMANN 1992). Über die Problematik der eba-Formation siehe HARLASS & SCHÜTZEL (1965). Sie wird hier im Sinne BAUMANNS (1968, 1992) zeitlich hinter die uqk- und eb-Formation gestellt und ist nicht im Sinne LEUTWEINS (1957) als der Primärerzbringer anzusehen. Die Grauabstufung der Balken gibt die relative Häufigkeit des jeweiligen Elements an. ags: Silbersulfid, bafl: Baryt-Fluorit, BiCoNi: Wismut-Kobalt-Nickel, BiCoNiAg: Wismut-Kobalt-Nickel-Silber, dse: Dolomit-Selenid, eb: Edle Braunspatformation, eba: Eisen-Baryt, fba: Fluorbarytische Bleierz-Formation, flq: Fluorit-Quarz, hmba: Hämatit-Baryt, kb: Kiesig-blendige Formation, kku: Kammquarz-Kalzit-Uraninit, krsb: Karbonate-Antimonide, krsf: Karbonate-Sulfide, mgu: Magnesium-Karbonat-Pechblende, Polymetall.: Polymetallisch, qas: Quarz-Arsenide, qhm: Quarz-Hämatit, qks/w: Quarz-Kassiterit/Wolframit, qsf: Quarz-Fluorit, Umlagerung: Umlagerungen, uqk: Uran-Quarz-Calcit, W-Mo: Wolfram-Molybdänit. Allen Bezeichnungen ist das Wort „Formation“ nachzustellen. As … Zn: Elementsymbole.

Formation	Gruppe	Folge	Gesteine	Mächtigkeit [m]
Ordovizium	Gräfenthal Gruppe	Lederschiefer Hauptquarzit Griffelschiefer	gsf, q	400
	Schwarzburg Gruppe	Phycoden Folge	gsf	300…400
		Frauenbach Folge	gsf, gf, q	300…800
±500 Ma				
Kambrium	Thum Gruppe	Halbmeiler Folge	gsf, mb	<100…300
		Herold Folge	gf, gsf, q, mb	100…350
	Joachimsthal Gruppe	Breitenbrunn Folge	gsf, q, mb	100…700
		Grießbach Folge	gsf, mugn, gf, ogn	600…1400
	Keilberg Gruppe	Fichtelberg Folge	gsf, q	0…600
		Obermittweida Folge	gsf, pgn, mb, c	150…750
		Raschau Folge	q, gsf, k	150…500
570±20 Ma				
	Niederschlag Gruppe	Kunnerstein Folge	pgn, mg, c	300…650
		Schmiedeberg Folge	pgn, mb, gsf	

werden. Zwar hat BAUMANN in jüngerer Zeit seine ältere Gliederung den heutigen Erkenntnissen angepaßt, dennoch werden in dieser Arbeit die Bezeichnungen seiner Gliederung aus dem Jahr 1967 (BAUMANN 1967) verwendet, da sich die neuen Bezeichnungen noch nicht allgemein durchgesetzt haben.

4.6.2 Paragenesen

4.6.2.1 Uran

Abgesehen von der Fe-Mn-Formation, die nur randlich, am „Roten Kamm" vorhanden ist (BÜDER & SCHUPPAN 1992), treten in der Lagerstätte Niederschlema/Alberoda alle Paragenesen auf, die in Tab. 10 dargestellt sind (SDAG WISMUT 1991). Von wirtschaftlicher Bedeutung für die Urangewinnung waren nur die kku- und mgu- (im Osterzgebirge: dse-) Formation (SDAG WISMUT 1991, HARLASS & SCHÜTZEL 1965), für die aufgrund der Bestimmungen von LEUTWEIN (1957) und SHUKOLYUKOV et al. (1990, dort uqk- und eb-Formation) übereinstimmend Bildungsalter von 280 … 220 Ma bzw. 160 … 140 Ma angegeben werden können. Als Durchschnittsalter von 50 Pechblenden, hauptsächlich der kku-Formation, wurden in Niederschlema/Alberoda mit der Xe_s-Xe_n-Methode (SHUKOLYUKOV et al. 1994) 160 Ma bestimmt, mit Maxima bei 153 Ma, 175 Ma, 197 Ma, 242 Ma und 270 Ma (BASAROWITSCH 1992, SHUKOLYUKOV et al. 1992).

LEUTWEIN (1957) zufolge (dort eba-Formation; er verwendet eine ältere Gliederung der erzgebirgischen Formationen, in der eine eba-Formation zeitlich hinter der kb-Formation folgte) stellen ausschließlich die kku- und mgu-Formation eine Uranerzformation im genetischen Sinne dar, wobei, wie HARLASS & SCHÜTZEL (1965) feststellen, die kku-Formation „als die eigentliche primäre Uranformation im engsten Sinne zu gelten" hätte. Bei den Uranmineralen in den jüngeren Formationen handelt es sich ersterem zufolge lediglich um Mobilisate aus der kku- und mgu-Formation.

Während des Uranabbaues wurde in den Gängen und Spalten häufig ein deutliches Telescoping beobachtet, und besonders bei Annäherung an den Auer Granit kommen zwei bis drei Formationen in einem Gang vor (SDAG WISMUT 1991). Die zwei wesentlichen Formationen lassen sich durch ihre unterschiedlichen Karbonate leicht gliedern. Während in der kku-Formation Calcit ($CaCO_3$) vorherrscht, kennzeichnet Dolomit ($CaMg[CO_3]_2$) die mgu-Formation.

Das Haupturanerz der Lagerstätte, Uraninit (Pechblende, UO_2), kommt in den Gängen der kku-Formation als nierig-traubige, röntgenographisch kristalline Masse vor (LEUTWEIN 1957, JANISCHEWSKIJ & KONSTANTINOW 1962), was darauf hindeutet, daß sie bei niederen Temperaturen als Gel ausgeschieden wurde (HARLASS & SCHÜTZEL 1965). THOMAS (1982, zitiert aus ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE 1989) ermittelte aus Flüssigkeitseinschlüssen Homogenisationstemperaturen von 305 ± 24 °C für die Quarze der kku- (uqk) Formation, womit eine katathermale Bildung vorläge. Für die Pechblende selbst werden Bildungstemperaturen von 80 … 180 °C angegeben (HARLASS & SCHÜTZEL 1965), also epithermale Bedingungen. Als weiteres Uranmineral wurde in der mgu-Formation Coffinit ($U[SiO_4]$) ausgeschieden. In den Nebengesteinen ist der Urangehalt relativ gering und beträgt $2 \cdot 10^{-4}$ … $7 \cdot 10^{-4}$ Massenprozent (ZETZSCHE 1994, Tab. 6).

Über die Eh-pH-Verhältnisse bei der Bildung dieser Haupturanerzformationen stellten TISCHENDORF & UNGETHÜM (1968) einige Untersuchungen an. Daraus läßt sich ableiten, daß für die kku- und mgu-Formationen Eh-Werte von -100 … -300 mV und pH-Werte von 6 … 8 geherrscht haben müssen (Abb. 12).

Uraninit, der in der Natur niemals in seiner Idealzusammensetzung vorkommt (DYBEK 1962), wandelt sich beim Verwitterungsvorgang in ein Gemenge verschiedenster Sekundärminerale um, die sowohl im Grubengebäude als auch in der Verwitterungszone der Lagerstätte vorkommen (vgl. Kapitel 4.9). Dazu gehören die schwerer löslichen Uranyl-Silikate wie beispielsweise Uranophan ($CaH_2[UO_2|SiO_4]_2 \cdot 5H_2O$) und die leichter löslichen, Gummit genannten, Uranyl-Hydroxide (Tab. 11). Dieses Umwandlungs- (Oxidations- und Hydratations-) -produkt des Uraninits ist von gummiartigem Charakter und besteht im wesentlichen aus Mineralen der Becquerelit-Fourmarierit-Gruppe (STRUNZ 1982). Im Niveau des Markus-Semmler-Stollens führten Sekundärminerale mit

denen das Wasser in Kontakt stand zu den hohen Radioaktivitäten der Radonwässer des ehemaligen Bades Oberschlema (Tab. 15, GENSER 1932), das der Wismut-Bergbau völlig zerstörte.

4.6.2.2 Arsen

Das Arsen tritt in Form von Kobalt- und Nickelarseniden, seltener als gediegenes Arsen, in den BiCoNi- und ags-Formationen auf. Während die Co-Arsenide in der BiCoNi-Formation vor allem zusammen mit gediegenem Wismut vorkommen, lassen sich die Ni-Arsenide zumeist gemeinsam mit gediegenem Silber beobachten (OELSNER 1958). Wichtigstes Arsenmineral ist der Löllingit ($FeAs_2$), darüber hinaus kommen aber auch andere Arsenverbindungen vor (Tab. 12, OELSNER 1958, BAUMANN 1968, JANISCHEWSKIJ & KONSTANTINOW 1962).

Den Unterlagen der Wismut zufolge (SDAG WISMUT 1991) nahm der Anteil an Arsenverbindungen in den Erzgängen von den oberen Sohlen zu den unteren hin zu. Unterhalb der Sohle -990 werden für das Erz 0,06 … 0,55 % und das Nebengestein 0,07 Massenprozent Arsen angegeben, während es für taubes Gestein 0,002 … 0,007 % sind (vgl. Tab. 6).

Name	Formel	Beschrieben
Becquerelit	$6[UO_2\|(OH)_2]\cdot Ca(OH)_2\cdot 4H_2O$	X
Billietit	$6[UO_2\|(OH)_2]\cdot Ba(OH)_2\cdot 4H_2O$	
Clarkeit	$Na_2U_2O_7$	
Curit	$3PbO\cdot 8UO_3\cdot 4H_2O$	X
Fourmarierit	$8[UO_2\|(OH)_2]\cdot 2Pb(OH)_2\cdot 4H_2O$	X
Ianthinit	$[UO_2\|(OH)_2]$	
Masuyit	$[UO_2\|(OH)_2]\cdot H_2O$	
Schoepit	$[UO_2\|(OH)_2]\cdot H_2O$	
Uranosphärit	$[UO_2\|(OH)_2\|BiOOH]$	
Vandenbrandeit	$6[UO_2\|(OH)_2]\cdot Cu(OH)_2$	
Vandendriesscheit	$8[UO_2\|(OH)_2]\cdot Pb(OH)_2\cdot 4H_2O$	
Wölsendorfit	$6[UO_2\|(OH)_2]\cdot 3(Pb,Ca)O$	

Tab. 11: Zusammenstellung der wichtigsten, den Gummit bildenden Uranminerale, in denen Uran in der Oxidationsstufe VI vorliegt (nach DYBEK 1962 und STRUNZ 1982). Die letzte Spalte gibt an, ob das Mineral für die Lagerstätte Niederschlema/Alberoda bereits beschrieben wurde.

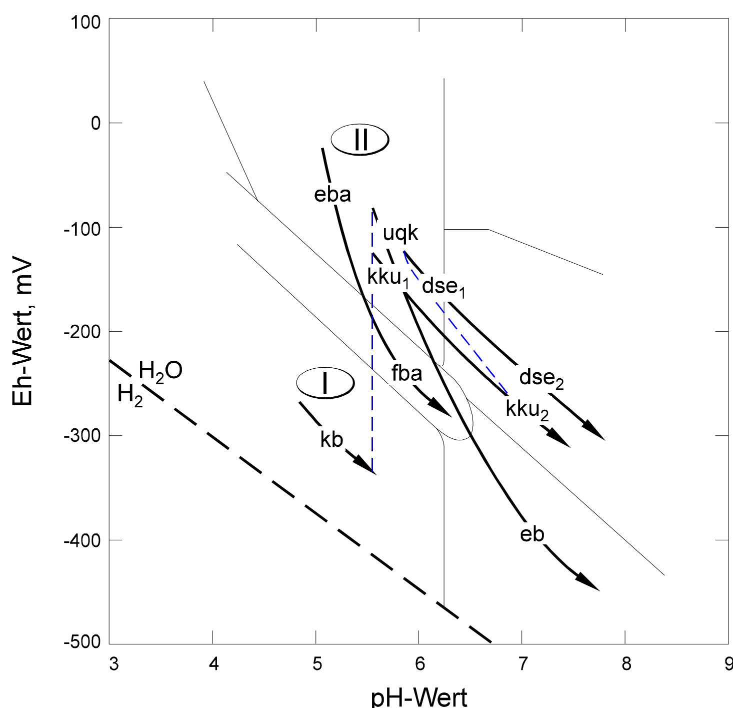


Abb. 12: Schematische Darstellung der Eh-pH-Verhältnisse bei der Bildung der Haupterzformationen (Zyklus I, II) für 100 °C, 203 kPa (verändert nach TISCHENDORF & UNGETHÜM 1968).

Eine Besonderheit der Lagerstätte Niederschlema/Alberoda ist eine ungewöhnlich hohe As-Anreicherung, die zwischen den Sohlen -1305 und -1710 im Liegenden einer Störungszone („Union“) angetroffen wurde („Erzknoten 191“). Die dortigen Gehalte von 3,8 … 5,0 Massenprozent im Erz und 0,9 … 1,6 Massenprozent im

Nebengestein können nicht als repräsentativ für den gesamten Bereich unterhalb der Sohle -1305 angesehen werden.

Der Großteil aller Arsenminerale in der BiCoNi-Formation wurde aus der kolloiden Hydrothermallösung zuerst als Gel ausgeschieden, das in einem nachfolgenden Prozeß der Sammelkristallisation unterlag. In der ags-Formation kam es, da genügend S^{2-}-Ionen zur Verfügung standen, zur Bildung von Sulfarseniden aus der molekularen Hydrothermallösung (HARLASS & SCHÜTZEL 1965).

4.6.2.3 Andere Elementanreicherungen

Dem Charakter einer polymetallischen Lagerstätte entsprechend, kommen in den Gangvererzungen weitere Metallverbindungen vor. Es handelt sich dabei, in der Reihenfolge ihrer Ordnungszahlen, vor allem um Mangan, Eisen, Kobalt, Nickel, Kupfer, Zink, Germanium, Selen, Molybdän, Silber, Indium, Zinn, Antimon, Thallium, Blei und Wismut in unterschiedlichen Konzentrationen (ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE 1989). Durchschnittsgehalte von einigen dieser Elemente im Nebengestein sind in der Tabelle (Tab. 6) aufgelistet.

Tab. 61 gibt einen Überblick darüber, welche Minerale bisher aus Niederschlema/Alberoda beschrieben wurden. Hervorzuheben ist, daß in der kku-, mgu-, biconi- und ags-Formation Karbonate als Gangmittel auftreten, wobei hauptsächlich Calcit, Dolomit und Siderit vorhanden sind. Pyrit und andere Sulfide kommen in der Sn-W-, mgu- und biconi-Formation vor, meist jedoch in geringen Mengen, die insgesamt unter denen in den Gesteinen liegen dürften.

Eine Besonderheit des Erzgebirges stellt die Selen-Vererzung der mgu-Formation dar. Neben der unbedeutenden Ausfällung von Sulfiden, wie Galenit (PbS) und Chalkopyrit ($CuFeS_2$), bildeten sich vor allem Selenide, (z.B. Clausthalit (PbSe)), die gelegentlich als Erz gewonnen wurden (HARLASS & SCHÜTZEL 1965).

Tab. 12: Häufige (kursiv) und seltene Minerale von Niederschlema/Alberoda mit Arsen als Formelbestandteil (nach SCHRÖDER & LIPP 1990b und J. MEYER, pers. Mitt.).

Name	Formel	Name	Formel
Allemontit	Sb-As	Para-Rammelsbergit	$NiAs_2$
Annabergit	$Ni_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$	***Pharmakolith***	$CaH[AsO_4] \cdot 2H_2O$
Arsen	As	Proustit	Ag_3AsS_3
Arsenolamprit	α-As	***Rammelsbergit***	$NiAs_2$
Arsenolith	As_2O_3	Realgar	As_4S_4
Arsenopyrit	FeAsS	Rößlerit	$MgH[AsO_4] \cdot 7H_2O$
Atelestit	$Bi_2[O\|OH\|AsO_4$	***Safflorit***	$CoAs_2$
Auripigment	As_2S_3	Skorodit	$Fe^{3+}[AsO_4] \cdot 8H_2O$
Chloantit	$NiAs_3$	Skutterudit	$CoAs_3$
Cobaltin	CoAsS	***Symplesit***	$Fe_3^{2+}[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$
Erythrin	$Co_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$	Tennantit	$Cu_3AsS_{3,25}$
Lautit	CuAsS	Uranospinit	$Ca[UO_2\|AsO_4]_2 \cdot 10H_2O$
Löllingit	$FeAs_2$	***Weilit***	$CaH[AsO_4]$
Luzonit	Cu_3AsS_4	Xanthokon	Ag_3AsS_3
Maucherit	$Ni_{<3}As_2$	Zeunerit	$Cu[UO_2\|AsO_4]_2 \cdot 10(16–10)H_2O$
Nickelin	NiAs		

4.6.3 Kontrollierende Faktoren der Vererzung

Innerhalb des Bergwerks Niederschlema/Alberoda ist das Vorkommen von Uranmineralisationen an bestimmte lithologische und tektonische Faktoren geknüpft. Eine der Eigenschaften ist, daß die Vererzung bei Annäherung an den Auer Granit regelmäßig zurückgeht (LANGE et al. 1991). Zwar besteht ein räumlicher Zusammenhang zwischen der Vererzung und den Graniten des Younger Intrusive Complex', eine genetische Beziehung hingegen läßt sich, schon aufgrund der unterschiedlichen Bildungsalter (SHUKOLYUKOV et al. 1990, LEUTWEIN 1957), nicht herleiten (SOKOLOVA &

ACHEYEV 1972). Die Darstellung von BÜDER & SCHUPPAN (1992), der zufolge auf die Granitintrusion hydrothermale Lösungen folgten, kann somit in ihrem genetisch-zeitlichen Ablauf nicht korrekt sein.

Prinzipiell werden die Gesteine der Lagerstätte Niederschlema/Alberoda in produktive und unproduktive gegliedert (JANISCHEWSKIJ & KONSTANTINOW 1962, SDAG WISMUT 1991, LANGE et al. 1991), wobei die produktiven Gesteine 95 % … 96 % der Uranvererzungen enthielten (SOKOLOVA & ACHEYEV 1972, LANGE et al. 1991). Beim Übergang von produktiven zu unproduktiven Gesteinen konnte häufig beobachtet werden, daß sich die Paragenese der Gänge änderte. Während in ersteren Erzminerale und Gangminerale gemeinsam auftreten, sind in letzteren nur noch 5 … 6 Gangminerale vorhanden (JANISCHEWSKIJ & KONSTANTINOW 1962). Wie verschiedene Untersuchungen zeigen, war besonders in den kontaktmetamorph veränderten Gesteinen eine Erzanreicherung zu beobachten (JANISCHEWSKIJ & KONSTANTINOW 1962, SOKOLOVA & ACHEYEV 1972). Die Ansichten darüber, welche Gesteine als produktiv zu bezeichnen sind, weichen zwischen den einzelnen Autoren ab, sind zum Teil sogar widersprüchlich (Tab. 13). Aus der Tabelle läßt sich ableiten, daß die Änderung der chemischen Eigenschaften des Gesteins zur Ausfällung von Pechblende aus dem hydrothermalen Kolloid führte (Abb. 13). Eine Abhängigkeit vom Pyritgehalt des Gesteins wurde nur von JANISCHEWSKIJ & KONSTANTINOW (1962) beobachtet.

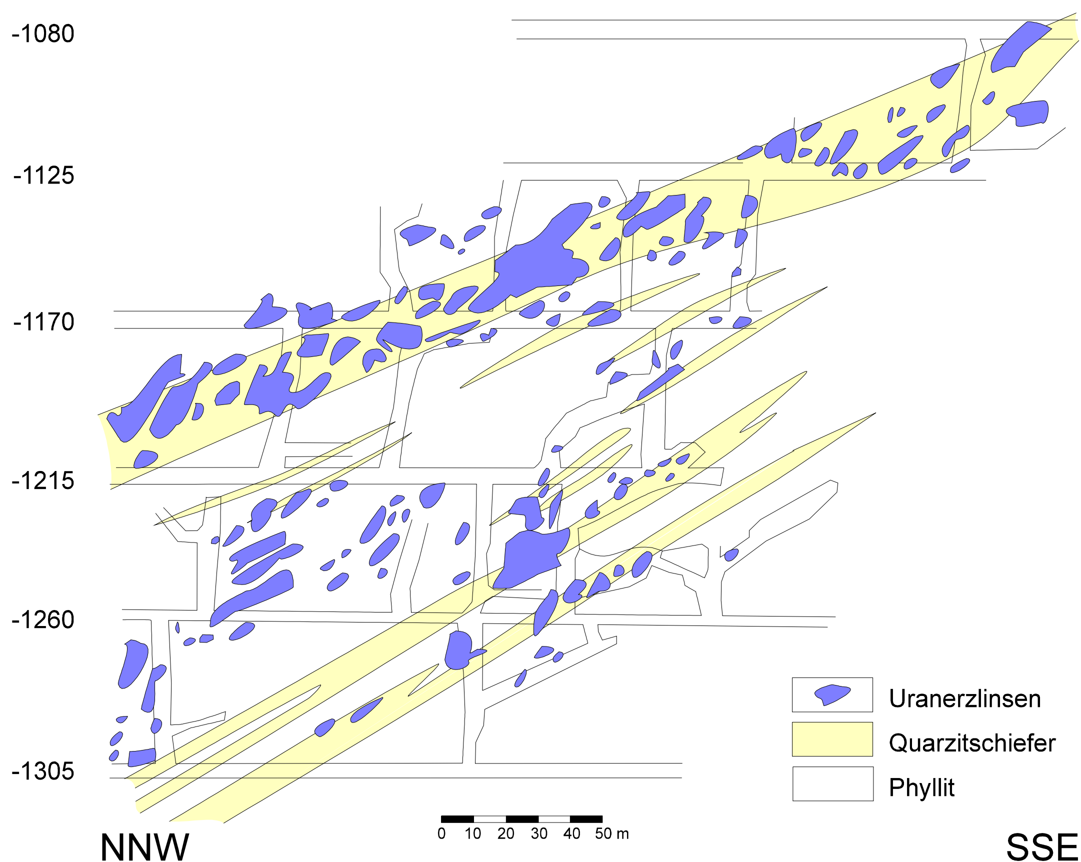


Abb. 13: Abhängigkeit der Uranmineralisation vom Lithologiewechsel. Dargestellt ist ein Saigerriß des Ganges „Beryll“ im Niveau der Sohlen -1080 bis -1305 (verändert nach BÜDER & SCHUPPAN 1992).

Tab. 13: Produktive Gesteine der Lagerstätte Niederschlema/Alberoda nach verschiedenen Autoren (SOKOLOVA & ACHEYEV 1972, SDAG WISMUT 1991, JANISCHEWSKIJ & KONSTANTINOW 1962, LANGE et al. 1991, SCHTSCHUROW & TIMOFEJEW 1966).

SOKOLOVA	Wismut	JANISCHEWSKIJ	LANGE	SCHTSCHUROW
Basische und intermediäre Gesteine Grüne Albit-Chlorit-Kalksilikatschiefer Albit-Chlorit-Kalksilikatschiefer mit Karbonaten, Kalkstein, Diabas und Tuff	Amphibolite Kieselschiefer Alaunschiefer kohlenstofführende Schiefer kohlenstofführende Phyllite metamorphe Diabase	Amphibolitschiefer (pyritisiert) Skarne (pyritisiert) pyritisierte Glimmerschiefer Graphitschiefer (pyritisiert)	Amphybolite Lydite Bänderschiefer kohlenstofführende Glimmerschiefer	Wechsel der physikalisch-chemischen Eigenschaften Amphibolite Skarne

Neben den lithologischen sind die tektonischen Faktoren für die Vererzung verantwortlich. Einig sind sich die Bearbeiter darin, daß Apophysen und Fiederspalten, wenn sie mit dem Hauptgang in Kontakt stehen, für die Erzführung vorteilhaft sind (SCHTSCHUROW & TIMOFEJEW 1966, JANISCHEWSKIJ & KONSTANTINOW 1962). Daneben haben sich, vor allem unterhalb der Sohle -990, Kreuzungspunkte von Gängen („Erzknoten") als Erzanreicherungen herausgestellt (LANGE et al. 1991).

JANISCHEWSKIJ & KONSTANTINOW (1962) haben zusammengestellt, welche Gangtypen in den produktiven Gesteinen zu welchem Anteil an der Erzführung beteiligt sind:

Apophysen	29 %
Gangkreuze	20 %
Gangauftrümmerung	17 %
Diagonaltrümer	16 %
mehrfach komplizierte Gänge	8 %
flach einfallende Störungen	6 %
einfache Gänge	4 %

Besonders reiche Erzvorkommen finden sich dort, wo produktive Gesteine und potentiell erzreiche Gangsysteme gemeinsam vorkommen (JANISCHEWSKIJ & KONSTANTINOW 1962). Unproduktive Gesteine enthalten dann Uranvererzungen, wenn bestimmte tektonische Strukturen vorhanden sind.

4.7 Hydrologische und hydrogeologische Verhältnisse

4.7.1 Heutige Situation

Über die hydrogeologischen Verhältnisse im Umfeld der Lagerstätte Niederschlema/Alberoda sind keine neueren Veröffentlichungen vorhanden. Es muß daher zur Beschreibung der hydrogeologischen Verhältnisse größtenteils auf die von der Wismut erstellte Projektskizze zur Prognose der Flutung (SDAG WISMUT 1991) zurückgegriffen werden.

In den metamorphen und plutonischen Gesteinen sind hauptsächlich Klüfte, Störungen, Erzgänge und Spalten potentielle Bewegungsbahnen des Grundwassers. Während des Abbaus kam es an Kreuzungspunkten von Erzgängen und Störungen besonders häufig zu Wasserzutritten (SDAG WISMUT 1991). Auch in randlichen Teilen des böhmischen Massivs konnte in den Störungszonen im allgemeinen eine günstige Wasserführung nachgewiesen werden (KARRENBERG 1981).

Untergeordnet bewegt sich in Mikrorissen und im ungestörten Gestein Wasser, dessen Menge jedoch wegen der geringen Durchlässigkeitsbeiwerte (Tab. 52) vernachlässigbar gering ist (KARRENBERG 1981), wie Leistungsquotienten (Ergiebigkeit) von Brunnen im Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirge zeigen (Tab. 14). Lediglich im silurischen Ockerkalk liegen die Leistungsquotienten, vermutlich infolge von Subrosion, über denen der anderen Gesteine.

Tab. 14: Ausgewählte Leistungsquotienten (Ergiebigkeiten) von Brunnen in vor- und altpaläozoischen Gesteinen (nach HECHT 1974).

Stratigraphische Einheit	Anzahl Auswertungen	minimaler Leistungsquotient	maximaler Leistungsquotient	Mittelwert Leistungsquotient
		L s-1 m-1	L s-1 m-1	L s-1 m-1
Frauenbach Schichten	2	0,0008	0,013	0,007
Phycoden Schichten	3	0,008	0,036	0,018
Hauptquarzit	4	0,005	0,167	0,092
Lederschiefer	5	0,008	0,052	0,021
Kieselschiefer	10	0,007	0,661	0,274
Ockerkalk	3	0,3	3,15	1,3
Diabasmandelstein	14	0,002	2,62	0,25
Knotenkalk/Kalkknotenschiefer	5	0	0,059	0,029

Nach dem Anbohren während des Bergbaus versiegen die meisten Kluft- bzw. Spaltengrundwasserspeicher bereits nach kurzer Zeit (SDAG WISMUT 1991). Diese Tatsache deckt sich mit den Erfahrungen aus anderen Kristallingebieten Europas, denen zufolge die „kristallinen Schiefer mit zu den dichtesten Gesteinen“ gehören und geschieferte „Gesteinsbereiche […] als extrem wasserarm“ gelten (KARRENBERG 1981).

Oberhalb des anstehenden Gesteins liegen Schuttdecken und Böden vor, die, verglichen mit dem unverwitterten Gestein, deutlich größere Wasserwegsamkeiten besitzen. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Verwitterungszonen und Schuttdecken im Osterzgebirge beträgt 0,4 … 1,2 m (SAKER & JORDAN 1977, SAKER & JORDAN 1979) und kann sogar 2,0 m erreichen (THALHEIM & FIEDLER 1990a, THALHEIM & FIEDLER 1990b, ALTERMANN et al. 1988). Bis zu einer Tiefe von etwa 15 m ist das anstehende Gestein zersetzt, wobei die Zersetzung und die k_f-Werte nach unten hin abnehmen (SAKER & JORDAN 1977).

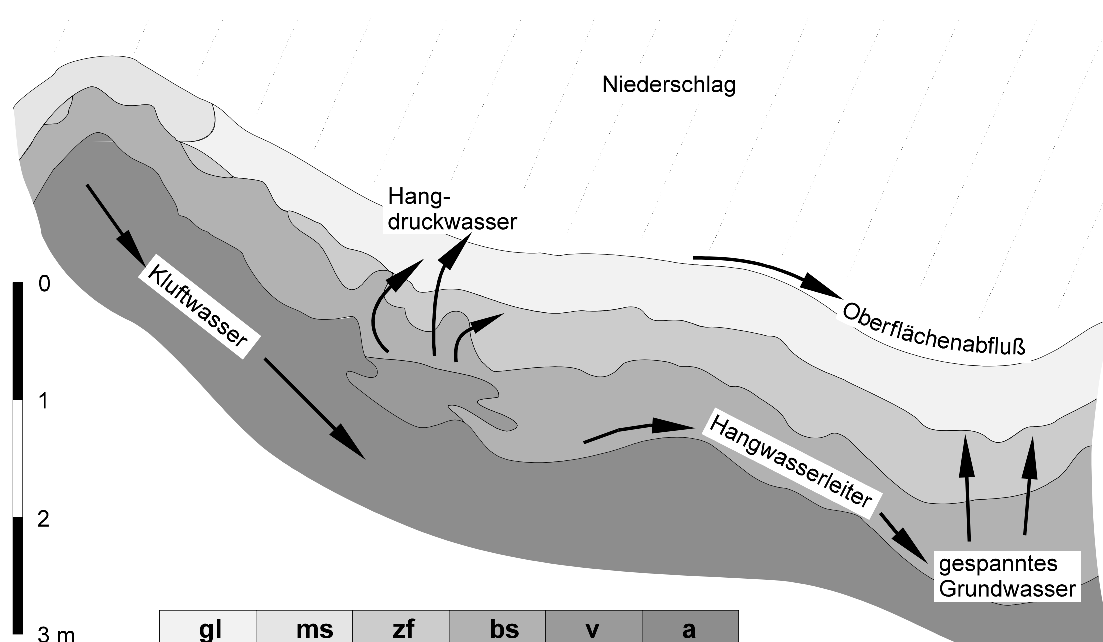


Abb. 14: Lockergesteinsdecken und Wasserwegsamkeiten im Mittelgebirge am Beispiel des Harzes (verändert nach ALTERMANN & WÜNSCHE 1991). Wie in den unteren Höhenlagen des Erzgebirges (THALHEIM & FIEDLER 1990a, ALTERMANN et al. 1988), fehlt auch im Harz die Oberdecke. gl: Gebirgslöß, ms: Mittelschutt, zf: Zwischenfließerde, bs: Basisschutt, v: ältere Verwitterungsreste, a: Anstehendes, im oberen Bereich aufgelockert.

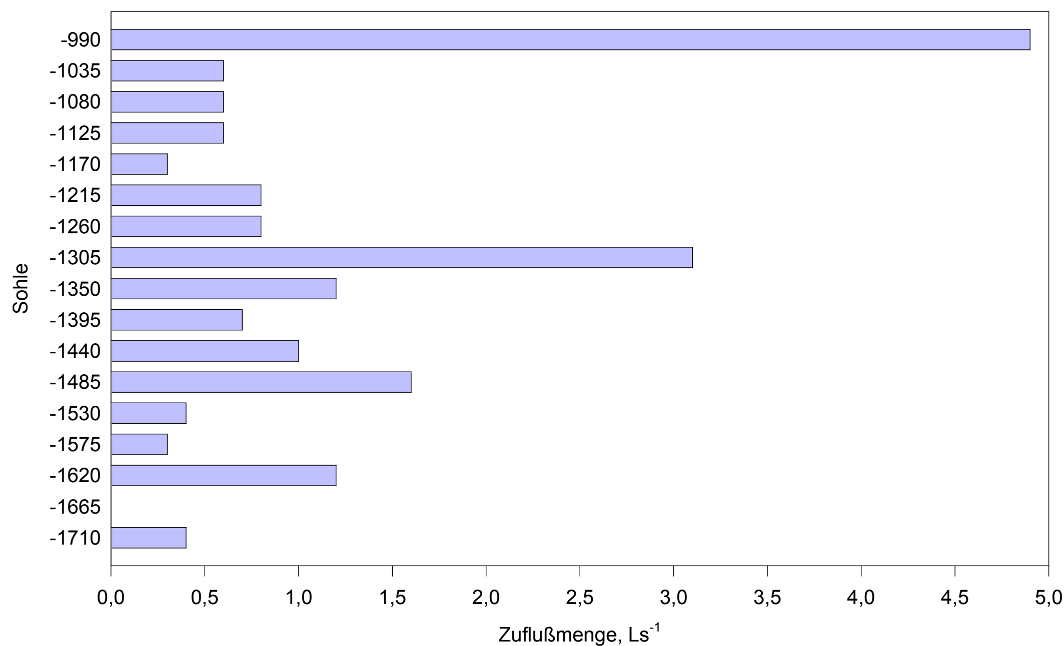


Abb. 15: Durchschnittliche Zuflußmengen von Wässern unterhalb und auf der Sohle -990 in den Jahren 1970 bis 1982. Einheit in L s^{-1} (verändert nach SDAG WISMUT 1991).

Untersuchungen an Verwitterungszonen von Gneisen im Osterzgebirge haben k_f-Werte zwischen 10^{-6} und 10^{-4} m s^{-1} ergeben (SAKER & JORDAN 1977), was die Verwitterungszonen nach DIN 18130 als durchlässig kennzeichnet. In den Lößdecken des Harzes bewegen sich die k_f-Werte im gleichen Bereich zwischen 10^{-6} und 10^{-5} m s^{-1} (ALTERMANN & WÜNSCHE 1991).

Im Zuge des Bergbaus wurde festgestellt, daß die Verwitterungszone 100 m tief reichen kann und daß bis zu 240 m Teufe eine Grundwasserbewegung im verwitterten Gebirge nachweisbar ist. Niederschlagsereignisse beeinflußten die Wasserführung mit zeitlicher Verzögerung bis zu 300 m Teufe (SDAG WISMUT 1991). In der böhmischen Masse wurden für diese Teufen k_f-Werte von 10^{-7} … 10^{-6} m s^{-1} bestimmt (KARRENBERG 1981), im Schwarzwald 10^{-8} … 10^{-9} m s^{-1} (STOBER 1995).

Ein vereinfachtes Schema des Aufbaus von Lockergesteinsdecken im Mittelgebirge am Beispiel des Harzes ist in Abb. 14 dargestellt. Dort sind auch die wesentlichen Wasserwegsamkeiten erkennbar.

Im Talbereich der Zwickauer Mulde, der Hauptvorflut für den Bergbaubereich, werden die Sedimente aus Kiesen, Sanden und Geröllen maximal 5 m mächtig. Die Flußablagerungen in den Nebenflüssen sind deutlich geringmächtiger (SDAG WISMUT 1991). Von Süden nach Norden fließen der Zwickauer Mulde im Gebiet der topographischen Karte Blatt Aue Nord (1407–12) folgende Gewässer zu: Schwarzwasser, Lößnitzbach, Alberoder Bach, Schlemabach mit Silberbach und Floßgraben, Wildbach, Bärengrundbach, Tieftalbach und Reitgrabenbach, wobei die vier letztgenannten stromabwärts des Bergwerks Niederschlema/Alberoda liegen.

Durch den Bergbau wurden die ursprünglichen hydrologischen Verhältnisse im Grundwasser nachhaltig verändert. Oberhalb des Markus-Semmler-Stollens war das Gebirge südwestlich der Zwickauer Mulde schon vor Beginn des Wismut Bergbaus großflächig entwässert. Vom Stollenmundloch auf 323,9 m NN an der Mulde nordöstlich des Bahnhofs Schlema erstreckt sich der Stollen etwa 7 km in südwestlicher Richtung, bis über Schneeberg-Neustädtel hinaus. Seine Gesamtlänge betrug einschließlich aller Nebenörter 44 km (SCHIFFNER et al. 1911). Nordöstlich der Zwickauer Mulde wurde das Gelände durch die Wasserhaltung der Schächte 371 und 208 bis zu einer maximalen Tiefe von 1800 Metern entwässert, wobei jährlich etwa $7 \cdot 10^6$ m^3 Wasser gehoben wurden (ca. 220 L s^{-1}).

Der weitaus größte Teil der zusitzenden Wässer sind Kluft- und Spaltenwässer oberhalb der Sohle -990. Von dort fließen bzw. flossen etwa 90 % des gesamten zufließenden Wassers in das Bergwerk (ca. 200 L s^{-1}). Lediglich 10 % liefen auf und unterhalb der Sohle -990 zu (Abb. 15).

Zuletzt wurden von der Wismut jährlich etwa 6 … 7 · 10^6 m^3 Wasser gehoben, zusätzlich konnten von den Wässern des Markus-Semmler-Stollens etwa 2 … 3 · 10^6 m^3 aus dem Schacht 15 II b in den Schlemabach abgeleitet werden. Somit ergibt sich eine jährliche Wassermenge von 8 … 10 · 10^6 m^3. Ein Vergleich dieser Mengen mit den vor 1945 aus dem Markus-Semmler-Stollen abfließenden Mengen (5 … 9 · 10^6 m^3 a^{-1}) verdeutlicht, daß die zwischen Markus-Semmler-Stollen und Sohle -990 zufließenden Sickerwässer großteils aus der Verwitterungszone oberhalb des Markus-Semmler-Stollen-Niveaus stammen.

4.7.2 Historische Situation der Gewässerchemie

4.7.2.1 Vor dem Bergbau

Daten über die hydrogeologische Situation vor dem historischen Bergbau im Erzgebirge liegen aus verständlichen Gründen nicht vor. GERMANOV et al. (1958) untersuchten in unterschiedlichen Regionen der früheren UdSSR Uranmassenkonzentrationen natürlicher Grundwässer. Ein Teil ihrer Untersuchungsergebnisse ist auf die hydrogeologische Situation des Erzgebirges vor Beginn des Bergaus übertragbar.

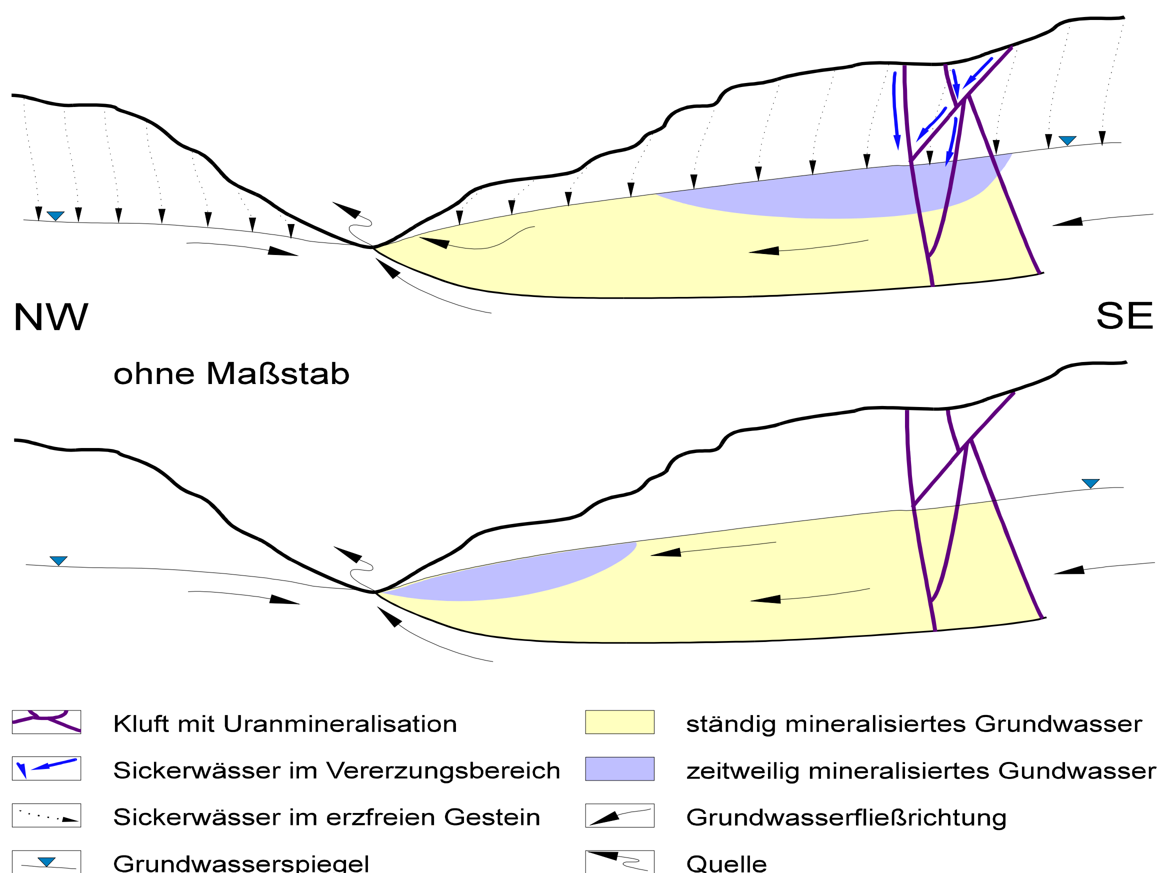


Abb. 16: Schematische Schnitte einer Uranvererzung in den Kendyktas Bergen, Tien Shan Gebirge/Kirgisien während (oben) und nach einem Niederschlag (unten; verändert nach GERMANOV et al. 1958). Im Verlauf eines Niederschlagsereignisses dringt Wasser längs der vererzten Störungen in das Gebirge ein und erhöht die Schadstoffgehalte im Grundwasserabstrom. Nach Ende des Niederschlags fließt die Schadstofffront mit dem Grundwasser der Quelle zu, wo es zur zeitlich versetzten Erhöhung der austretenden Wasserinhaltsstoffe kommt. „Zeitweilig mineralisiertes Grundwasser“ bedeutet, daß gelegentlich eine über dem Durchschnitt liegende Schadstofffracht transportiert wird.

Tab. 15: Radioaktivitäten von Wässern im Markus-Semmler-Stollen, nach Aktivitäten geordnet (SCHIFFNER & WEIDIG 1909, SCHIFFNER et al. 1911, GENSER 1932). Institut FRESENIUS (H. ZERBE, pers. Mitt.) hat Ende der 30er Jahre in der Hindenburgquelle 246.500 Bq L^{-1} bestimmt.

Meßjahr	Meßort	Radioaktivität Bq L^{-1}
1932	Radiumort, Hindenburgquelle	181.818 (246.500)
1932	Radiumort, Bismarckquelle	40.404
1932	Friedrichflügel	10.774
1932	Heinrichflügel, Bohrloch III	10.101
07.02.1911	Radiumort, 25 m von Markus-Semmler-Stollen	9.400 … 11.000
1932	Radiumort, Bohrloch I	8.350
19.10.1911	Radiumort, 25 m von Markus-Semmler-Stollen (*n* = 7)	7.886
19.09.1911	Radiumort, Einlauf Markus-Semmler-Stollen (*n* = 16)	5.375
23.11.1910	Radiumort, 26,5 m von Markus-Semmler-Stollen	4.539
1932	Radiumort, Radiumgesenk	4.444
1932	Radiumort, Bohrloch II	4.108
1932	Radiumort, B-Flügel	4.040
1932	Heinrichflügel, Heinrichgesenk	3.771
19.10.1911	Radiumort, 34,5 m von Markus-Semmler-Stollen (*n* = 5)	2.979
1932	Wolfgangflügel	1.886
1932	Gleesbergflügel	1.886
1932	Johannesflügel	1.347
23.03.1909	Maximilian Spat	1.048
07.01.1909	Eva Spat	640
1932	Jung-König-David-Flügel	337
27.03.1909	Fleischer Morgengang	226
30.03.1909	Neuglück Flachen	218
30.03.1909	Quergestein nach Gottes Schickung	191
30.03.1909	Türck Flachen	121
30.03.1909	unbenannter Spat am Kreuze mit dem Glück Flachen	110
27.03.1909	Gabe Gottes Stollnort NW	86
30.03.1909	Hohe Fichte Flachen	55
26.03.1909	Priester Spat	51
25.03.1909	Quergestein zwischen Neujahr Stehenden und Frischglück Morgengang	31
05.01.1909	Freudenschall Stehenden und Hoffnung Gottes Flachen	24
26.03.1909	unbenannter Morgengang im Hangenden des Rappold Flachen	22
27.03.1909	Himmelfahrter Flügel	11

Tab. 16: Chemische Analysen einiger Quell- und Brunnenwässer des Schlematales und Markus-Semmler-Stollens aus dem Jahre 1909. Angaben in mg L^{-1} (SCHIFFNER et al. 1911). Soweit möglich wurden die Meßwerte in heute übliche Größen umgerechnet. u.N.: unter der Nachweisgrenze bzw. nicht nachweisbar. Radiumort (Bohrloch) ist identisch mit der Bismarckquelle (vgl. Tab. 17).

Ort	Ca	Mg	Fe^{2+}/Al	SO_4^{2-}	Cl	NO_3^-	H_2SiO_3
Weihnachtsfreuder Stollen	4,65	3,21	1,50	2,5	8,75	u.N.	13,6
Knietzschwasser	4,36	1,71	0,24	2,0	16,32	u.N.	6,2
Markus-Semmler-Stollen (Blaufarbenwerk)	6,48	2,00	0,32	12,2	8,06	8,86	12,7
Jung-König-Davider Flügel	7,13	4,59	0,63	11,9	9,02	8,88	8,1
Radiumort (Mischwasser)	13,62	6,79	5,93	26,8	12,71	u.N.	26,3
Radiumort (Bohrloch)	14,77	7,03	1,05	28,2	15,55	u.N.	10,2

Aufgrund der geologischen Verhältnisse des Westerzgebirges läßt sich die Lagerstätte Niederschlema/Alberoda dem oxidierenden Typ zwei nach GERMANOV et al. (1958) zuordnen. Dessen Gesteinsinventar ist gekennzeichnet durch Metamorphite, Intrusiva und bzw. oder Extrusiva. Die pH-Werte der Grundwässer, die mit den Mineralisationen in Kontakt stehen, bewegen sich in der Regel zwischen 6,7 und 8,5, die Eh-Werte zwischen 0 und 525 mV, was denen von Niederschlema/Alberoda entspricht (Tab. 20). Unter diesen oxidierenden Bedingungen führen mikrobiell

katalysierte Verwitterungsreaktionen (vgl. Kapitel 4.9) zur Umwandlung schwer löslicher, primärer U(IV)-Phasen in leichter lösliche U(VI)-Phasen. Sie lösen sich im untersättigten Sicker- oder Grundwasser und fallen bei Übersättigung als sekundäre Uranphasen aus. In Abhängigkeit vom Grundwasserspiegel innerhalb der Verwitterungszone des Gebirges kommen diese sekundären Uranminerale in Teufen von 100 … 200 Metern vor. Dort können U(VI)-Phasen während der Niederschlagsperioden erneut gelöst und in den Grundwasserstrom transportiert werden. An Quellen gelangt das Wasser dann in den oberirdischen Teil des Wasserkreislaufs (Abb. 16).

GERMANOV et al. (1958) fanden die höchsten natürlichen Uranmassenkonzentration in pH-neutralen Grundwässern, die in Kontakt mit Pechblendevorkommen standen. Sie bewegten sich in Abhängigkeit vom pH-Wert zwischen 0,03 und 50 mg L^{-1}, wobei die höheren Werte für die Infiltrationszone des Gebirges charakteristisch sind. An den Quellen haben sich diese Werte bereits auf 0,001 … 0,03 mg L^{-1} U erniedrigt, sofern zwischen den Erzgängen und der Quelle ein genügend langer Weg besteht (GERMANOV et al. 1958).

4.7.2.2 Beginn des Bergbaues bis 1945

In Sachsen suchten zwischen den Jahren 1908 und 1912 verschiedene Bearbeiter radioaktive Wässer für Heilzwecke (SCHIFFNER 1908, SCHIFFNER & WEIDIG 1909, SCHIFFNER et al. 1911, WEIDIG 1912). Ihr Hauptinteresse galt weniger hydrogeochemischen Analysen der Wässer, als deren Radioaktivitäten (Tab. 15).

Nach GENSER (1932) traten 1932 keine hochaktiven Quellen mehr übertage aus, da der Bergbau, insbesondere der Markus-Semmler-Stollen in seiner Eigenschaft als Wasserlösungsstollen, eine Grundwasserabsenkung und Verlagerung der Grundwasserfließrichtung hervorgerufen hatte. Er vermutet allerdings, daß hochaktive Quellen vor dem Auffahren des Markus-Semmler-Stollens durchaus vorhanden gewesen sein könnten. Aktivitätsmessungen von über 40 Quellen und Brunnen im Schlematal aus dem Jahre 1909 belegen die relativ niedrigen Aktivitäten dieser Wässer, die bei einer mittleren Schüttung von 55 L s^{-1} (n = 42, s = 151 L s^{-1}, median: 25 L s^{-1}) eine Aktivität von $\overline{x}$ = 165 Bq L^{-1} (n = 42, s = 159 Bq L^{-1}, median: 88 Bq L^{-1}) aufwiesen. Von einigen Quell- bzw. Brunnenwässern wurden auch chemische Analysen durchgeführt, die aus heutiger Sicht zwar unvollständig sind, aus Vergleichsgründen aber hier zitiert werden sollen (Tab. 16, SCHIFFNER et al. 1911).

Im Zuge dieser Prospektion nach radioaktiven Wässern entdeckte R. FRIEDRICH (GENSER 1932, SCHIFFNER et al. 1911) die Bismarck- und Hindenburgquelle von Bad Oberschlema, von denen letztere mit 246.500 Bq L^{-1} als die radioaktivste Heilquelle der Welt galt (Institut FRESENIUS, pers. Mitt., die Angaben in CARLÉ 1975, S. 256 sind nicht korrekt. Es liegen sowohl ein Rechenfehler als auch ein Abschreibefehler vor).

Die Stellen mit radioaktiven Wässern lagen innerhalb eines nur 500 m langen Abschnitts in verschiedenen Seitenstollen („Flügeln") des Markus-Semmler-Stollens, von denen der 41 m lange Radium-Flügel direkt unter dem ehemaligen Bad die hochaktivsten Wässer lieferte (GENSER 1932). Verantwortlich für die hohen Radioktivitäten sind kurze Transportwege des Wassers vom Ort seiner Anreicherung mit Radon bis zu den Brunnen und Quellen (SCHIFFNER et al. 1911). Möglicherweise wurden die Brunnen sogar am Ort der Anreicherung abgeteuft, worauf hochradioaktive Ausfällungen in einer Spalte im Radium-Flügel hinweisen (GENSER 1932). Erste verwertbare Analysen des Wassers aus der Bismarck- und Hindenburgquelle, die auszugsweise bei CARLÉ (1975) zitiert sind, führte das Institut FRESENIUS im Jahre 1933 durch (Tab. 17).

Weitere Analysenwerte gibt es für die Zeit vor 1945 von Cobalt und Nickel, die im fließenden Wasser des Markus-Semmler-Stollens 0,2 … 1 mg L^{-1} Co und 0,05 … 0,1 mg L^{-1} Ni betrugen. In stehenden Wässern alter Grubenbaue stiegen die Werte auf 1 … 10 mg L^{-1} Co und 3 mg L^{-1} Ni sowie 0,05 mg L^{-1} Ag an (LEUTWEIN & WEISE 1962).

In den Jahren 1911 und 1962 floßen aus dem Markus-Semmler-Stollen jährlich 5 … 9 · 10^6 m^3 Wasser (SCHIFFNER et al. 1911, LEUTWEIN & WEISE 1962). Dies entspricht der von der SDAG Wismut zur Zeit des aktiven Bergbaus gehobenen Menge in Niederschlema/Alberoda (Kapitel 4.7.1).

Tab. 17: Chemische Zusammensetzung des Brunnenwassers der Bismarckquelle und der Hindenburgquelle. H_3PO_4, $HAsO_3$ und HBO_2 umgerechnet auf PO_4^{3-}, As und B. $q_2^* = -\log(n_{As}/n_{Ca})$. Spurenelemente wurden mit dem „Großen Quarzspektrographen für Chemiker von ZEISS“ spektralanalytisch bestimmt. n.b.: nicht bestimmt. Wiedergabe der Analyse mit freundlicher Genehmigung des Instituts Fresenius, Wiesbaden und der Kurgesellschaft Schlema mbH als Nachfolgerin des Radonbades Bad Oberschlema.

Parameter	Einheit	Bismarckquelle	Hindenburgquelle
Datum	—	Februar 1933	Februar 1933
Temperatur	°C	9,5	9,2
Leitfähigkeit	mS cm^{-1}	0,133	0,137
pH-Wert	—	6,6	6,6
Abdampfrückstand	mg kg^{-1}	190	180
Ca	mg kg^{-1}	18,42	17,38
Mg	mg kg^{-1}	11,49	11,95
Na	mg kg^{-1}	8,09	7,57
K	mg kg^{-1}	2,79	3,13
Fe	mg kg^{-1}	0,89	1,14
Mn	mg kg^{-1}	0,46	n.b.
Sr	mg kg^{-1}	0,42	n.b.
SO_4^{2-}	mg kg^{-1}	34,68	38,50
Cl	mg kg^{-1}	15,38	15,88
HCO_3^-	mg kg^{-1}	73,64	64,1
PO_4^{3-}	mg kg^{-1}	0,03	n.b.
As	mg kg^{-1}	0,01	n.b.
B	mg kg^{-1}	0,12	n.b.
H_2SiO_3	mg kg^{-1}	23,00	18,26
Li	mg kg^{-1}	0,13	n.b.
gesamt CO_2	mg kg^{-1}	1,28	1,71
Spurenelemente	„kleinere Mengen“	Sr, Ba, Al, Mn, Fe, As, Si, B	
Spurenelemente	„Spuren“	Be, Zn, Ni, Co, Cd, Wo, Mo, Sn, Cu, Pb, Ag	
Radioaktivität	Bq L^{-1}	47.500	246.500
q_2^*	—	3,54	—

Tab. 18: Wasseranalysen der Zwickauer Mulde, des Schlemaund des Silberbaches aus dem Jahre 1993 (WISMUT GmbH 1994a). vor/ nach: vor/nach der betrieblichen Beeinflussung. FR: Filterrückstand. $q_1^* = \log(n_U/n_{As})$, $q_2^* = -\log(n_{As}/n_{Ca})$. Die Kontamination mit As spiegelt sich im jeweils kleineren q_2 nach der betrieblichen Beeinflussung wieder. m-xxx: Meßstellenbezeichnung im Wismut Umweltkataster.

		Zwickauer Mulde		Schlemabach		Silberbach	
		m-131	m-111	m-170	m-151	m-139	m-037
	Einheit	vor	nach	vor	nach	vor	nach
pH	—	7,9	7,2	7,2	7,1	6,7	5,7
FR	mg L^{-1}	13	9	316	9	7	120
Ca	mg L^{-1}	19	25	24	37	14	37
Mg	mg L^{-1}	6	7	6	11	3	21
Fe	mg L^{-1}	0,23	0,51	1,63	0,33	0,12	7,40
SO_4^{2-}	mg L^{-1}	44	62	33	75	31	52
Cl	mg L^{-1}	15	18	125	41	81	19
HCO_3^-	mg L^{-1}	30	34	206	97	24	304
Härte	°d	3,9	5,2	4,8	7,9	2,6	9,9
As	mg L^{-1}	0,011	0,023	0,054	0,13	0,0005	0,016
U	mg L^{-1}	0,005	0,020	0,019	0,012	0,001	0,005
Ra	mBq L^{-1}	15	15	<10	18	<10	10
q_1^*	—	-0,84	-0,56	-0,96	-1,54	-0,20	-1,01
q_2^*	—	3,51	3,31	2,92	2,73	4,72	3,64

Tab. 19: Wasseranalysen von Grubenwässern im Markus-Semmler-Stollen. Die Werte stellen Mittelwerte ($\overline{x}$) aus vier Beprobungen zwischen April und Juni 1957 dar. Standardabweichung (s) und Probenzahl (n) sind jeweils angegeben. Zusätzlich wurden q_2^* = -log(n_{As}/n_{Ca}) und HCO_3^-* (aus Gesamthärte, Ca und Mg) berechnet. Einheiten in mg L^{-1}, Härte in °d. pH und q_2 ohne Einheit. AR: Abdampfrückstand. RadAk: Radioaktivität in Bq L^{-1}. Erika: Erika, am Querschlag 91; Bergkappe: Bergkappeschacht; Kreuz Anna: Kreuz Anna und Priesterschacht; Morgenstern: Morgenstern-Schimmelsberger Stollenflügel; Fleischer: Fleischer Morgengang-Schindlerschacht (nach LEUTWEIN & WEISE 1962). In der Tafel 1 der Originalarbeit sind einige Analysenwerte für Cu offensichtlich falsch (11,5 … 24 mg L^{-1}!). Sie wurden hier nicht berücksichtigt.

	Erika			Bergkappe			Kreuz Anna			Morgenstern			Fleischer			Mittelwerte		
	$\overline{x}$	s	n	$\overline{x}$	s	n	$\overline{x}$	s	n	$\overline{x}$	s	n	$\overline{x}$	s	n	$\overline{x}$	s	n
pH	6,6	0,3	4	6,7	0,4	4	6,8	0,4	4	6,6	0,4	4	6,8	0,3	4	6,7	0,3	20
AR	569	124	4	220	28	4	206	6	4	332	13	4	181	45	4	302	157	20
RadAk	24,3	—	1	23,3	—	1	42,5	—	1	25,8	—	1	26,5	—	1	27,7	7,5	5
Ca	65,7	7,5	2	29,8	8,5	2	34,0	6,2	4	43,1	—	1	35,5	4,9	3	39,7	13,6	12
Mg	35,8	15,2	2	7,1	0,1	2	7,3	2,8	4	22,0	—	1	2,9	2,7	3	12,1	13,1	12
Na	7,9	6,2	4	4,9	1,4	4	4,9	1,5	4	7,0	2,2	4	4,1	1,6	4	5,8	3,2	20
K	2,8	0,3	4	2,4	0,4	4	2,1	0,1	4	2,4	0,6	4	2,2	0,7	4	2,4	0,5	20
Fe	1,11	1,16	4	0,37	0,10	4	0,17	0,19	4	0,32	0,15	4	0,38	0,22	4	0,47	0,59	20
Sr	0,15	—	1	0,11	—	1	0,06	—	1	0,06	0,07	2	0,07	—	1	0,08	0,05	6
SO_4^{2-}	318	18	4	81	43	4	59	25	4	167	60	4	59	26	4	137	107	20
Cl	17,6	0,5	4	16,0	4,8	4	11,7	1,2	4	14,4	0,6	4	8,6	0,8	4	13,7	3,8	20
HCO_3^-*	35	1	2	68	31	2	46	21	4	—	—	—	35	27	3	45	23	11
Härte	19,9	3,2	4	9,6	2,0	4	8,5	0,8	4	11,9	2,1	4	7,4	0,7	4	11,5	4,9	20
Al	0,31	—	1	0,02	0,01	2	0,03	0,03	3	0,03	0,02	4	0,02	0,03	4	0,05	0,08	14
As	0,36	0,08	2	0,04	0,02	3	0,29	0,32	3	0,17	0,19	4	0,42	0,25	4	0,25	0,23	16
Ba	0,03	—	1	0,13	—	1	0,05	0,02	2	0,06	0,01	3	0,04	0,03	3	0,06	0,03	10
Co	2,14	1,12	3	—	—	0	—	—	0	0,41	0,15	2	0,08	—	1	1,22	1,24	6
Cr	0,01	—	1	0,02	—	1	0,00	—	1	0,01	0,00	2	0,01	0,00	2	0,01	0,01	7
Cu	1,70	—	1	0,51	0,72	2	0,01	—	1	0,34	0,39	4	0,73	0,07	2	0,56	0,56	10
Ni	1,06	0,91	2	0,06	0,02	3	0,68	0,96	2	0,29	0,49	4	0,11	0,16	3	0,37	0,57	14
H_2SiO_3	18,6	3,1	4	19,9	3,5	4	27,9	2,5	4	16	1,9	4	25,6	2,7	4	21,6	5,2	20
Ti	0,06	—	1	0,01	0,00	2	0,17	0,27	3	0,05	0,04	3	0,04	0,04	2	0,08	0,14	11
Zn	0,68	0,25	2	0,04	—	1	—	—	0	0,19	0,12	4	—	—	0	0,31	0,29	7
q_2^*	—	—	—	3,83	—	1	2,50	0,54	3	3,30	—	1	2,42	0,48	3	2,74	0,65	8

SCHIFFNER & WEIDIG (1909) stellen ihrer Publikation über radioaktive Wässer Sachsens eine Beschreibung der bergbaulichen Verhältnisse im Umfeld des Markus-Semmler-Stollens voran. Dort weisen sie darauf hin, daß Wasserzuflüsse in die Gruben hauptsächlich dort auftraten, wo der Kontakt zwischen Granit und Metamorphiten von Gängen gebildet wurde. Über die generellen Wasserverhältnisse schreiben sie:

„Die Grundwässer haben nach der Tiefe hin nicht zugenommen, denn die Wasserzugänge bestehen zumeist aus Tagewässern, die sich in die Tiefe verfällen und daher in den oberen Sohlen z.T. schon durch Stölln abgeführt werden."

4.7.2.3 Nach 1945

Anders als bei den Prospektionen in Ronneburg und Königstein gab es im Erzgebirge keine hydrogeochemische Bestandsaufnahme vor Bergbaubeginn (J. MEYER, pers. Mitt.). Daher beschränken sich die Angaben zur Hydrogeochemie der Wässer im Untersuchungsgebiet auf die bei LEUTWEIN & WEISE (1962) tabellierten Werte (Tab. 19).

Angaben zum teufenabhängigen Stoffgehalt der Sickerwässer im Bergwerk stammen von der SDAG Wismut (SDAG WISMUT 1991). Diesen ist zu entnehmen, das die Mineralisation der Sickerwässer im Grubengebäude bei etwa gleichbleibendem pH-Wert von oben nach unten kontinuierlich zunimmt (Abb. 17).

Zum Vergleich zwischen den heutigen Flutungswässern und der unbeeinflußten Situation vor Bergbaubeginn können die Mittelwerte von Gewässeranalysen des Jahres 1993 herangezogen werden, die im Rahmen der Umgebungsüberwachung durch die Wismut GmbH gewonnen wurden (Tab. 18). Sie entsprechen größenordnungsmäßig den Analysen der Bismarck- und Hindenburgquelle.

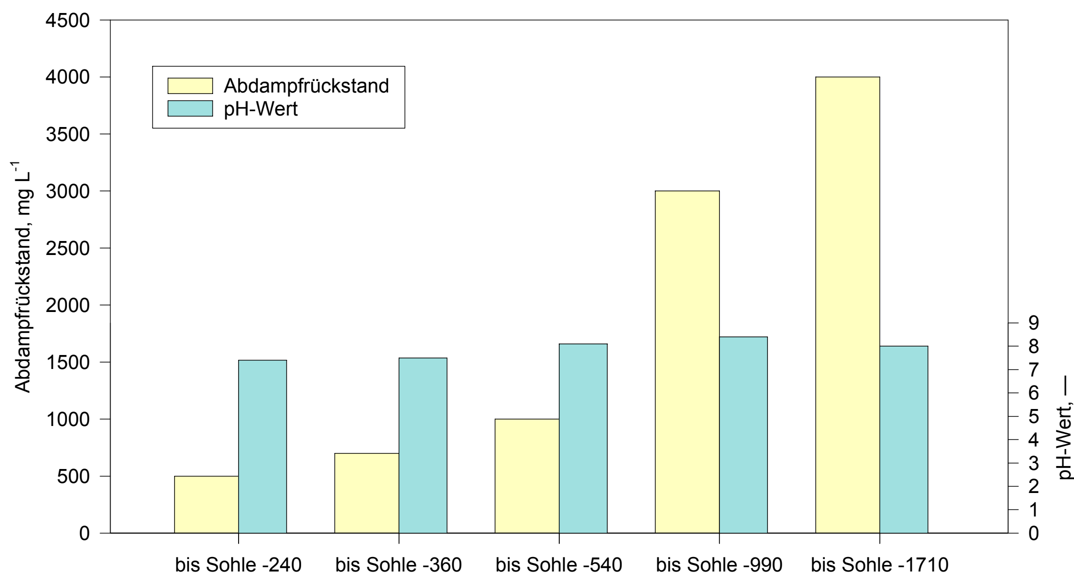


Abb. 17: Teufenabhängige Größe des Abdampfrückstands und pH-Werts im Bergwerk Niederschlema/Alberoda. Bei nahezu gleichbleibendem pH-Wert nimmt die Masse des Abdampfrückstands in den Sickerwässern von oben nach unten kontinuierlich zu (verändert nach SDAG WISMUT 1991).

4.8 Mikrobielle Aktivitäten

Mikroorganismen spielen im natürlichen und anthropogenen Umfeld bei unterschiedlichsten Prozessen eine Rolle (BENEDIX et al. 1991). Ein wesentlicher Aspekt sind dabei die pH- und Eh-Änderungen, die ihr Stoffwechsel in Gewässern hervorruft und die sogar zur Bildung von Lagerstätten führen können. Darüber hinaus leisten Mikroorganismen einen entscheidenden Beitrag bei der Zusammensetzung von Mineralparagenesen, indem sie zur Bildung von S^{2-}, SO_4^{2-}, CO_2, H_2S, HS^- und anderen Ionen und Verbindungen beitragen (TISCHENDORF & UNGETHÜM 1965).

Eh-pH-Bedingungen von Wässern sind für die ablaufenden chemischen Reaktionen und für die anzutreffenden Ionen, Komplexe, Phasen oder Löslichkeiten wichtig. Daher sind die natürlicherweise in Grubenwässern und Sickerwässern vorkommenden Eh- und pH-Werte von Bedeutung (Tab. 20). Ein Beispiel für die Löslichkeit des Urans in Abhängigkeit vom CO_2-Partialdruck und dem Eh-Wert zeigt Abb. 18.

Alle katalytisch an der Laugung von Schwermetallen beteiligten Bakterien im Bergwerk Niederschlema/Alberoda, sind chemoautotrope (lithoautotrope) Organismen. Bisher konnten neutrophile Thiobakterien und *Metallogenium* nachgewiesen werden (Tab. 21), die zu den GRAM-negativen Eubakterien gehören und nach STRASBURGER et al. (1991) den Gruppen 8 und 10 dieser Klasse zuzuordnen sind (Nachweis Dr. M. GRAFF, Institut für Mikrobiologie der Technischen Universität Braunschweig). Weitere disulfatoxidierende Mikroorganismen sind *Beggiatoa, Thiothrix, Sulfolobus*, *Thiobacillus acidophilus* oder *Stibiobacter senarmontii* (LUNDGREN & SILVER 1980).

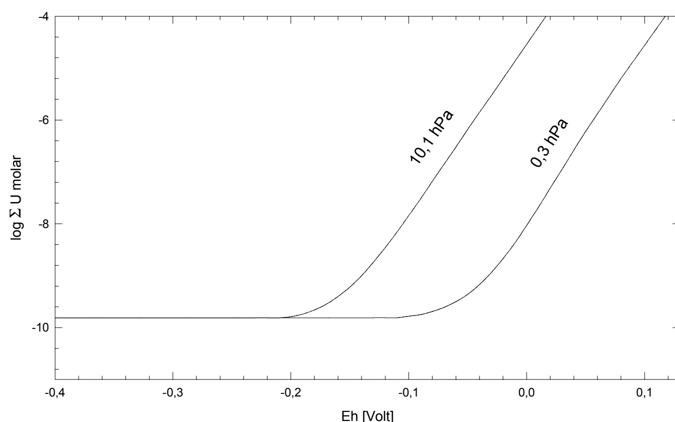


Abb. 18: Abhängigkeit der Uranitlöslichkeit vom Redoxpotential und dem CO_2-Partialdruck, angegeben als Funktion von log Σ U molar (nach LANGMUIR 1978). pH = 8, *t* = 25 °C.

Tab. 20: Eh- und pH-Bereiche von primären und oxidierten Grubenwässern sowie von Grundwässern (nach BAAS BECKING et al. 1960, LISITSCHIN zitiert aus TISCHENDORF & UNGETHÜM 1965, Wismut Meßdaten). *n*: Anzahl der berichteten Meßwerte.

n	Wasser	pH-Bereich	Eh-Bereich, mV
131	mesozoisch-känozoische Sedimente	6,1 … 8,3	-400 … +500
76	Grundwasser	4,1 … 9,4	-90 … +600
23	Primäres Grubenwasser	4,9 … 8,9	-110 … +200
33	Oxidiertes Grubenwasser	1,8 … 8,8	+120 … +830
44/59	Flutungswasser Niederschlema/Alberoda (Typ S/Typ G)	6,4 … 8,8	+3 … +530

Tab. 21: Ergebnis der mikrobakteriellen Untersuchungen auf schwermetallaugungsrelevante Bakterien und der physikochemischen Messungen an Wasserproben des Bergwerks Niederschlema/Alberoda. n.b.: nicht bestimmt, n.n.: nicht nachweisbar, *: Meßwert von Wismut GmbH ermittelt.

		Schacht 366 b, Sohle -540, (Probe aus -865 m NN)	Schacht 366 b, Füllort Sohle -720	Querschlag 918, Sohle -540	Wasserschloß, Zulauf, Sohle -540
Lufttemperatur	°C	n.b.	13,6	22,8	16,0
Wassertemperatur	°C	31,3*	13,0	24,4	17,5
pH		9,45*	8,10	7,33	7,73
Sauerstoffgehalt	$mg \cdot L^{-1}$	2,5	10,0	7,2	9,5
Sauerstoffsättigung	%	33	94	85	99
Redoxpotential Eh	mV	315*	345	335	365
neutr. Thiobacillen (S^0-Ox.)	L^{-1}	$4,5 \cdot 10^3$	$1,5 \cdot 10^3$	$4,5 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^4$
acid. Thiobacillen (S^0-Ox.)	L^{-1}	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.
acid. Eisenoxidierer (Fe^{2+}-Ox.)	L^{-1}	n.n.	$0,4 \cdot 10^3$	n.n.	$0,4 \cdot 10^3$

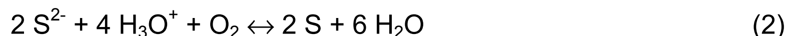
Chemoautotrope Organismen beziehen ihren Energiebedarf im Gegensatz zu den Photoautotropen aus der Oxidation anorganischer Verbindungen. Dabei wird der Energiegewinn aus der chemischen Reaktion benutzt, um ATP (Adenosintriphosphat) aus der Reaktion von ADP (Adenosindiphosphat) mit P^- (Phosphatrest: PO_4^-) zu phosphorylisieren (Reaktion 1). ATP wiederum wird von den Organismen benötigt, um Bewegungsvorgänge, Molekül- und Ionentransport durch die Zellmembran sowie Biosynthesen zu ermöglichen (VOGEL & ANGERMANN 1984). Die chemischen Reaktionen laufen im Zellinneren ab, was die Aufnahme der Edukte in das Zellinnere ermöglicht. Nach der Reaktion scheidet die Zelle die Produkte wieder aus, mit dem Ergebnis, daß sich der pH- und Eh-Wert der Flüssigkeit ändern.



$$ADP + P^- \leftrightarrow ATP \qquad \Delta G°' = +32 \text{ kJ} \quad (1)$$

Es gibt zwei Mechanismen der bakteriellen Laugung von Sulfiden, den direkten und den indirekten (LUNDGREN & SILVER 1980, BOSECKER 1980). Beim direkten Mechanismus besteht zwischen dem Sulfid und dem Bakterium, beispielsweise *Thiobacillus ferrooxidans*, ein Zellkontakt und im Anschluß an die bakteriell ausgelöste Reaktion 5 wird Eisen(II) zu Eisen(III) oxidiert (Reaktion 6). Der indirekte Mechanismus hingegen läuft ohne Zellkontakt ab und katalysiert die Oxidation von Eisen(II) zu Eisen(III) der Reaktion 6.

Folgende Reaktionen finden bei *Thiobacillus thiooxidans, Beggiatoa* und *Thiothrix* innerhalb der Zelle statt:



$$2\ S^{2-} + 4\ H_3O^+ + O_2 \leftrightarrow 2\ S + 6\ H_2O \quad (2)$$



$$2\ S + 6\ H_2O + 3\ O_2 \leftrightarrow 2\ SO_4^{2-} + 4\ H_3O^+ \quad (3)$$

Dabei werden $\Delta G°' = -498$ kJ (Reaktion 3) an Energie freigesetzt.

Alle vorgenannten Bakterien sind, abgesehen vom stark alkalischen Milieu, innerhalb großer pH- und Eh-Bereiche überlebensfähig (vgl. Tab. 22) und prinzipiell in fast jedem Grubenwasser zu finden (BAAS BECKING et al. 1960). Weitere wichtige Parameter für optimale Umgebungsverhältnisse stellen dar: Temperatur, O_2-Gehalt, CO_2-Gehalt, Nährstoffangebot, Korngröße des Substrats und die Konzentration von Schwermetallen, die möglicherweise toxisch auf die Organismen wirken können (LUNDGREN & SILVER 1980, BOSECKER 1980).

	pH-Bereich	Eh-Bereich, mV
Sulfatreduzierende	4,2 … 9,9	- 450 … + 115
Thiobakterien	1,0 … 9,2	- 190 … + 855
Grubenwasser	6,4 … 8,9	+ 3 … + 530

Tab. 22: Lebensbereiche von Bakterien in Grubenwässern (BAAS BECKING et al. 1960) und Eh-pH-Bereiche des Grubenwassers im Bergwerk Niederschlema/Alberoda.

Darüber hinaus werden *Thiobacillus*-Arten bei technischen Prozessen eingesetzt, in denen es um die Anreicherung von Metallen aus Low-Grade-Erzen geht (NORDSTROM et al. 1989, NEAVILLE 1989). Auch in den Halden des Wismut-Bergbaus laufen mikrobiell gesteuerte Laugungsprozesse selbständig ab (DAENEKE & BÜSSER 1991), deren Zeitdauer in Ronneburg bis zu 1000 Jahre betragen kann (HÄHNE 1992).

In den sechziger Jahren wies EHRLICH (1963, 1964) durch Säulenversuche nach, daß mikrobielle Aktivitäten die Freisetzung von Elementen aus Auripigment (As_2S_3), Arsenopyrit (FeAsS) und Enargit (Cu_3AsS_4) im wäßrigen Milieu (pH 2 … 3,5) beeinflußen. In Anwesenheit von *Ferrobacillus* oder *Thiobacillus* erhöhte sich nach dreiwöchiger Versuchsdauer die Massenkonzentration von Fe, As und Cu in der Lösung um bis zum sechsfachen gegenüber der ohne Bakterien. Auch die Bildung in Wasser unlöslicher, HCl-löslicher Metallverbindungen wurde gesteigert. EHRLICH konnte in den bakteriell behandelten Säulen nach Versuchsende nachweisen, daß sich Arsenite, Arsenate und Sulfat gebildet hatten, während in den unbehandelten Säulen nur Arsenite und Schwefelionen vorhanden waren (EHRLICH 1963).

Uraninit wird nach Reaktion 16 gelöst, die *T. ferooxidans* indirekt beschleunigt. Reaktion 4 hingegen läuft durch direkte Oxidation des Urans(IV) ab, indem *T. ferrooxidans* als Katalysator wirkt (LUNDGREN & SILVER 1980):



$$2\ UO_2 + O_2 + 2\ H_2SO_4 \leftrightarrow 2\ U(VI)O_2SO_4 + 2\ H_2O \quad (4)$$

NORDSTROM (1977) und BOSECKER (1980) haben zusammengefaßt, welche weiteren Sulfide *Thiobacillus ferrooxidans* oxidiert und experimentell untersucht sind (Tab. 23). Eine Beschreibung der wesentlichen Arbeiten zur bakteriellen Laugung von Erzen mit den ablaufenden Reaktionsmechanismen geben LUNDGREN & SILVER (1980) sowie BOSECKER (1980). Beide Arbeiten enthalten ein ausführliches Literaturverzeichnis.

Tab. 23: Zusammenstellung von Metallsulfiden, die in Niederschlema/Alberoda vorkommen und von *T. ferrooxidans* oder *T. thiooxidans* oxidiert werden können (NORDSTROM 1977, LUNDGREN & SILVER 1980, BOSECKER 1980). Greenokit wurde bisher aus Niederschlema/Alberoda nicht beschrieben. Es ist jedoch als Sekundärbildung von Sphalerit stets vorhanden.

Mineral	Formel	Mineral	Formel
Antimonit	Sb_2S_3	Galenit	PbS
Arsenopyrit	FeAsS	Greenokit	CdS
Auripigment	As_2S_3	Markasit	FeS_2
Bismuthinit	Bi_2S_3	Millerit	β-NiS
Bornit	Cu_5FeS_4	Molybdänit	MoS_2
Chalkopyrit	$CuFeS_2$	Pentlandit	$(Ni,Fe)_9S_8$
Chalkosin	Cu_2S	Pyrit	FeS_2
Cinnabarit	HgS	Pyrrhotin	FeS
Covellin	CuS	Sphalerit	α-ZnS
Enargit	Cu_3AsS_4	Tetraedrit	$Cu_3SbS_{3,25}$

4.9 Verwitterungsprozesse in einem Bergwerk

Durch den Erzabbau werden im Gebirge Hohlräume geschaffen, an deren Wänden Luftsauerstoff und Luftfeuchtigkeit die Verwitterung verschiedener Minerale im Gestein und den Erzgängen hervorruft. Lösungs- und Redoxvorgänge führen zur Bildung teilweise neuer Verbindungen (FERNANDEZ-RUBIO et al. 1987). Einer der wesentlichsten dieser Prozesse in Kohle- und Metallbergwerken ist die Oxidation von Sulfiden zu Sulfat, wobei die Pyritoxidation an erster Stelle zu nennen ist. Daneben spielt die Lösung von Silikaten oder Karbonaten eine Rolle (Tab. 24).

Tab. 24: Auswahl von Verwitterungsvorgängen, die in einem Bergwerk ablaufen können (STUMM & MORGAN 1981, SIGG & STUMM 1994).

Art	Verwitterungsreaktion
Kongruente Lösung	$SiO_2(s) + 2\ H_2O \leftrightarrow H_4SiO_4$
Inkongruente Lösung	$3\ K[AlSi_3O_8](s) + 2\ H_2CO_3 + 12\ H_2O \leftrightarrow 2\ K^+ + 2\ HCO_3^- + 6\ H_4[SiO_4] + KAl_2[(OH)_2\|AlSi_3O_{10}](s)$
Redoxreaktion	$PbS(s) + 4\ Mn_3O_4(s) + 12\ H_2O \leftrightarrow Pb^{2+} + SO_4^{2-} + 12\ Mn^{2+} + 24\ OH^-$

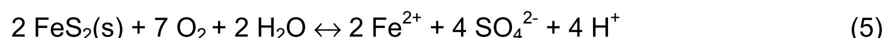
Der Verwitterungsvorgang ist im allgemeinen nicht auf die neu geschaffenen Oberflächen der Strecken, Schächte und Abbaue beschränkt, sondern reicht weit in die vorhandenen und neu geschaffenen Klüfte und Mikroklüfte der Auflockerungszonen hinein (Kapitel 8.2). Prinzipiell entsprechen die Vorgänge denen, die in der Verwitterungszone von Erzlagerstätten ablaufen und zur Bildung der Oxidations- und Reduktionszone von chemischen Verwitterungslagerstätten führen. Mit den meteorischen Wässern (Sickerwasser), die durch die Infiltrationszone (Sickerzone) und tiefgreifende Störungen in das Bergwerk gelangen, werden die Reaktionsprodukte in das Grubenwasser transportiert. In sickerwasserfreien Bereichen hingegen löst das ansteigende Flutungswasser die Reaktionsprodukte erst nach Einstellung der Grubenwasserhaltung heraus.

Die Pyritoxidation ist der stärkste Säurebildungsvorgang aller Oxidationsprozesse bei der Verwitterung (STUMM & MORGAN 1981). Dementsprechend umfangreich sind die bisherigen Forschungsarbeiten darüber. Wie GOTTSCHALK & BUEHLER (1912) zeigten, geht mit der Oxidation von Pyrit oder Markasit in wäßriger Lösung auch die Lösung anderer Sulfide einher. Außerdem werden durch die Erniedrigung des pH-Werts eine große Zahl von Metallen aus den Mineralen mobilisiert, die erst bei der Neutralisierung wieder ausfallen.

Fehlen in einem Bergwerk Karbonate, die zur Neutralisation der entstehenden Säure beitragen könnten, wird das Gruben- oder Flutungswasser stark sauer. pH-Werte der Grubenwässer von 3 und weniger sind bei diesem Oxidationsvorgang keine Seltenheit (STUMM & MORGAN 1981), und sogar pH-Werte von 0,5 … 1,4 und -3,4 können auftreten (ALPERS & NORDSTROM 1990, NORDSTROM & ALPERS 1995).

Für die Höhe des pH-Werts sind unter anderem Wassermenge, Kontaktzeit, das Vorhandensein von Puffern, die Menge an verfügbarem Pyrit bzw. Markasit sowie in entscheidendem Maße dessen Korngrößen verantwortlich. Dabei gilt, daß mit abnehmender Korngröße die Säureproduktion zunimmt (CARUCCIO et al. 1980), da eine größere Oberfläche für die Reaktion zur Verfügung steht.

Folgende Reaktionen laufen bei der Oxidation von Pyrit und Markasit ab:



$$2\ FeS_2(s) + 7\ O_2 + 2\ H_2O \leftrightarrow 2\ Fe^{2+} + 4\ SO_4^{2-} + 4\ H^+ \quad (5)$$

Bei dieser Reaktion wird das Disulfid zum Sulfat oxidiert und vier Protonen freigesetzt, die zur Versauerung beitragen. Gleichzeitig gehen Eisen(II)-Ionen in Lösung. Sobald Pyrit oder Markasit aufgebraucht sind, wird in einem nachfolgenden Reaktionsschritt (Reaktion 6) Eisen(II) zu Eisen(III) oxidiert:



$$Fe^{2+} + O_2 + 4\ H^+ \rightarrow Fe^{3+} + 2\ H_2O \qquad \Delta G°' = -67\ kJ \quad (6)$$

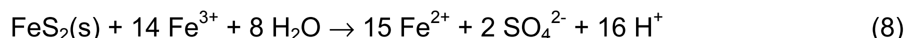
Eisen(III) hydrolysiert entsprechend Reaktion 7 zu Eisen(III)-hydroxid:



$$Fe^{3+} + 3\ H_2O \leftrightarrow Fe(OH)_3(s) + 3\ H^+ \quad (7)$$

Die freigesetzten Protonen tragen zur Säurebildung bei, während das Eisenhydroxid sich als schwer löslicher, brauner Film an Sohlen und Stößen absetzt oder mit den Sulfaten zu Jarosit ($KFe_3[(OH)_6](SO_4)_2]$) reagiert und aus der Lösung ausfällt (LUNDGREN & SILVER 1980).

Solange jedoch Pyrit zur Reaktion verfügbar ist, wird das Eisen(III)-Ion wie folgt reduziert:



$$FeS_2(s) + 14\ Fe^{3+} + 8\ H_2O \rightarrow 15\ Fe^{2+} + 2\ SO_4^{2-} + 16\ H^+ \quad (8)$$

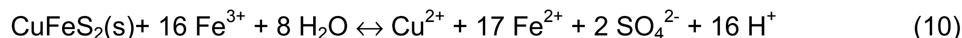
wobei wiederum Säure sowie Eisen(II)-Ionen entstehen, die in Reaktion 6 dem Kreislauf zugeführt werden.

Mikroorganismen, beispielsweise *Thiobacillus ferrooxidans* oder *Ferrobacillus ferrooxidans*, können die Reaktion 6 katalysieren und erhöhen die Reaktionsgeschwindigkeit (STUMM & MORGAN 1981, BARNES & CLARKE 1964) um das 200- (RACKLEY 1976) bis 10^6fache (LUNDGREN & SILVER 1980) gegenüber der im bakterienfreien Milieu. Ihre Anwesenheit führt weder zu einer Verschiebung von Redoxgleichgewichten noch können sie Reaktionen bewirken, die bei gegebenen Redoxbedingungen ausgeschlossen sind (STUMM & MORGAN 1981, BARNES & CLARKE 1964, SIGG & STUMM 1994). Aus den oben aufgeführten Reaktionen wird klar, daß für die Pyritoxidation Sauerstoff notwendig ist (Reaktion 5). Reaktion 8 hingegen läuft ohne Sauerstoff ab, jedoch ist die Reaktionsgeschwindigkeit erst bei pH-Werten unter 3 ausreichend groß, da sich über pH 3 bevorzugt Eisen(III)hydroxid bildet (STUMM & MORGAN 1981). Entsprechend der Pyritoxidation gehen andere Sulfide in Lösung, wobei die Anwesenheit von Pyrit die Lösung dieser Sulfide genauso beschleunigt (GOTTSCHALK & BUEHLER 1912, STUMM & MORGAN 1981), wie die Anwesenheit von Mikroorganismen (NORDSTROM 1977, EHRLICH 1963).

Stellvertretend sei die Oxidation von Sphalerit (α-ZnS) und Chalkopyrit ($CuFeS_2$) durch Eisen(III) genannt (NORDSTROM 1977):

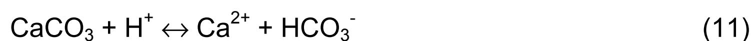


$$ZnS(s) + 8\ Fe^{3+} + 4\ H_2O \leftrightarrow Zn^{2+} + 8\ Fe^{2+} + SO_4^{2-} + 8\ H^+ \quad (9)$$

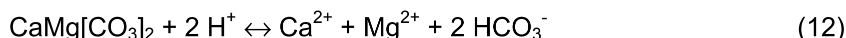


$$CuFeS_2(s) + 16\ Fe^{3+} + 8\ H_2O \leftrightarrow Cu^{2+} + 17\ Fe^{2+} + 2\ SO_4^{2-} + 16\ H^+ \quad (10)$$

Die Protonenfreisetzung beschleunigt einen weiteren Prozeß, nämlich die Lösung von Karbonaten, die zur Abpufferung der Protonen führt:



$$CaCO_3 + H^+ \leftrightarrow Ca^{2+} + HCO_3^- \quad (11)$$



$$CaMg[CO_3]_2 + 2\ H^+ \leftrightarrow Ca^{2+} + Mg^{2+} + 2\ HCO_3^- \quad (12)$$

Reaktion 11 führt nicht dazu, daß Reaktion 5 oder 8 langsamer oder gar nicht ablaufen. Es wird daher bei der Anwesenheit von Karbonaten genauso Sulfat entstehen, wie ohne (TOLER 1982, BARNES & CLARKE 1964, STUMM & MORGAN 1981). Durch die Abpufferung der Protonen wird aller-

dings die Lösung von Schwermetallen nach Gleichung 9 und 10 verringert, da nicht genügend Fe(III) aus Reaktion 6 verfügbar ist.

Neben Calcit und Dolomit tragen andere Karbonate und Hydroxide zur Abpufferung bei, zum Teil jedoch erst, wenn kein Calcit mehr verfügbar ist und in anderen pH-Bereichen (Tab. 25, BLOWES et al. 1994, JURJOVEC et al. 1995).

Mineral	Formel	pH-Pufferbereich
Calcit	$CaCO_3$	6,5 … 7,5
Dolomit	$CaMg[CO_3]_2$	6,5 … 7,5
Siderit	$FeCO_3$	4,8 … 6,3
Mischkarbonate	$(Ca, Mg, Fe, Mn)CO_3$	4,8 … 6,3
Gibbsit	$Al(OH)_3$	4,0 … 4,3
Ferrihydrit	$Fe(OH)_3$	< 3,5
Goethit	α-FeOOH	1,3 … 1,8
K-Jarosit	$KFe_3[(OH)_6|(SO_4)_2]$	1 … 2 (Laborexperiment)
Aluminosilikate		1 … 2 (Laborexperiment)

Tab. 25: Mineralphasen, die zur sequentiellen pH-Pufferung beitragen (BLOWES et al. 1994; Goethit, K-Jarosit und Aluminosilikate ergänzt aus JURJOVEC et al. 1995). Die Pufferbereiche für K-Jarosit und die Aluminosilikate wurden im Säulenversuch bestimmt.

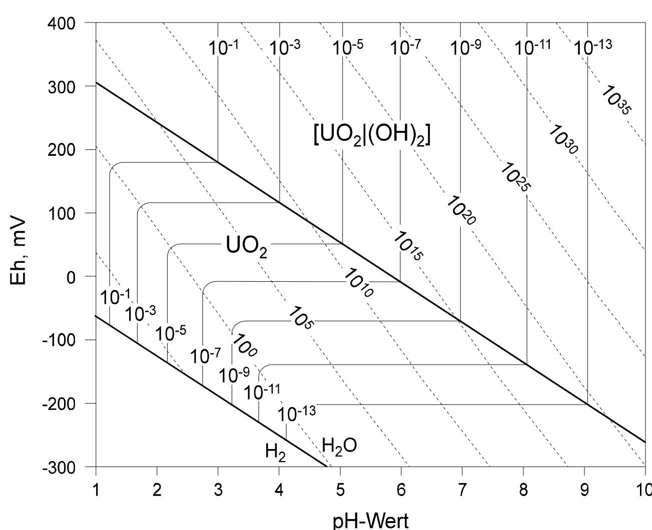


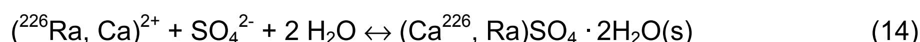
Abb. 19: Gesamtaktivität (durchgezogene Linien) und Verhältnis (unterbrochene Linien) von $(UO_2)^{2+}$ und U^{4+} in wäßriger Lösung (verändert nach GARRELS 1955). Es besteht ein Gleichgewicht mit den festen Phasen UO_2 (Uraninit) und $[UO_2|(OH)_2]$ (Ianthinit).

Das Ca^{2+}-Ion aus Gleichung 11 reagiert zusammen mit Fe^{2+} und SO_4^{2-} aus Gleichung 5 und 8 zu Gips und Siderit (BLAIR et al. 1980):



$$Fe^{2+} + SO_4^{2-} + Ca^{2+} + CO_3^{2-} + 2\,H_2O \leftrightarrow FeCO_3(s) + CaSO_4 \cdot 2H_2O(s) \qquad (13)$$

Bei Anwesenheit von ^{226}Ra aus der Uranzerfallsreihe kann ein Teil des Calciums ersetzt werden (BLAIR et al. 1980) oder, wie es vom Radon-Flügel des Markus-Semmler-Stollens beschrieben wurde, direkt als Radiumsulfat ausfallen (GENSER 1932):



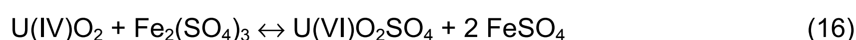
$$(^{226}Ra, Ca)^{2+} + SO_4^{2-} + 2\,H_2O \leftrightarrow (Ca^{226}, Ra)SO_4 \cdot 2H_2O(s) \qquad (14)$$

Uraninit ist bei Normalbedingungen nur schwer löslich und hat in Abhängigkeit von der Temperatur und der Kristallstruktur für Reaktion 15 ein Löslichkeitsprodukt von $10^{-60,6} \le K_L \le 10^{-52}$ (DYBEK 1962, LANGMUIR 1978):



$$UO_2 + 2\,H_2O \leftrightarrow U^{4+} + 4\,OH^- \qquad (15)$$

Im sauren, oxidierenden Milieu hingegen nimmt die Löslichkeit des Uraninits unter Mitwirkung von Bakterien deutlich zu (Abb. 19). Es kommt zur Oxidation der schwerer löslichen Uran(IV)-Phasen zu leichter löslichen Uran(VI)-Phasen (Reaktion 16), wobei das $Fe_2(SO_4)_3$ aus der Pyritoxidation (Reaktion 5) stammt (LUNDGREN & SILVER 1980).



$$U(IV)O_2 + Fe_2(SO_4)_3 \leftrightarrow U(VI)O_2SO_4 + 2\,FeSO_4 \qquad (16)$$

5 Hydrogeochemie von Uran, Arsen und Radium

5.1 Einleitung

Um die Uran-, Arsen- und Radiumkonzentrationen in den Wässern des Bergwerks Niederschlema/Alberoda im weltweiten Vergleich einordnen zu können, stellt das Kapitel „Hydrogeochemie von Uran, Arsen und Radium" Daten zu deren Konzentrationen zusammen. Bei der Auswahl waren die Vergleichbarkeit und die Zuverlässigkeit der Daten ausschlaggebend.

Abschließend werden die Ergebnisse von Säulenversuchen zur Mobilisierbarkeit von Arsen und Uran interpretiert. Sie wurden von der SDAG Wismut durchgeführt und auszugsweise für diese Arbeit zur Verfügung gestellt.

5.2 Empirische Untersuchungen

5.2.1 Uran

Über die Löslichkeit des Urans in Grundwässern zitieren DYBEK (1962) und LANGMUIR (1978) verschiedene Untersuchungen. Letzterer stellt Berechnungen an, um die jeweils vorliegenden Uranspezies in Abhängigkeit vom pH-Wert angeben zu können. Diese bestätigen die chemisch-thermodynamischen Gleichgewichtsberechnungen des Programmkodes WATEQ4F (BALL & NORDSTROM 1991, BALL et al. 1981) und die dadurch getroffenen Aussagen zur Komplexbildung des Urans.

LOPATKINA (1964) und GERMANOV et al. (1958) erhielten bei ihren Löslichkeitsuntersuchungen im humiden Klima für Fließgewässer eine lineare Beziehung zwischen Gesamtmineralisation und gelöstem Uran in Abhängigkeit von den Metallmassenkonzentrationen des durchflossenen Gesteins. LANGMUIR (1978) hingegen schränkt die Allgemeingültigkeit der LOPATKINA-Formel ein, da sie u.a. nicht genügend auf die Variabilität des Ausgangsgesteins Rücksicht nehme. Er stellt daher für die Einflüsse auf die Uranlöslichkeit im Wasser eine Liste mit sieben Faktoren zusammen:

- Uranmassenkonzentration des Ausgangsgesteins, der Sedimente oder Böden und deren Lösungsmöglichkeit
- räumliche Entfernung des Wassers von den uranhaltigen Gesteinen oder Mineralen
- Grad der hydraulischen Trennung des Wassers von frischen Oberflächen- oder Grundwässern
- Klimatische Einflüsse und deren jahreszeitlichen Änderungen, besonders der Einfluß der Evapotranspiration
- pH- und Eh-Wert des Wassers
- Konzentration von Verbindungen, die Urankomplexe oder unlösliche Uranverbindungen bilden können, wie Karbonate, Phosphate, Vanadat, Sulfat, Fluorid, Silikat, Calcium oder Kalium
- Anwesenheit von hochadsorptiven Materialien wie Organika, Eisen-, Mangan-, Titanoxide/Hydroxide und Tone

Nicht jeder Faktor besitzt einen gleich großen Einfluß auf die Uranmassenkonzentration, vielmehr sind sie räumlich und zeitlich veränderlich und können sich gegenseitig aufheben. Abb. 18 zeigt beispielhaft die Abhängigkeit der Uraninitlöslichkeit vom Redoxpotential und CO_2-Partialdruck. Bei Zunahme des atmosphärischen CO_2-Partialdrucks (pCO_2 = 0,32 hPa) auf den eines durchschnittlichen Grundwassers (pCO_2 = 10,13 hPa) nimmt die Urankonzentration bei oxidierenden Bedingungen um das 1000fache zu. Für das Grubenwasser des Bergwerks Niederschlema-Alberoda berechnet WATEQ4F aufgrund der Analysen einen CO_2-Partialdruck von 30 hPa < pCO_2 < 100 hPa, so daß die Löslichkeit von Uraninit im Grubenwasser nochmals höher ist, als unter Normalbedingungen. Grund dafür ist die Bildung von leicht löslichen Uranyl-Karbonat-Komplexen.

FIX (1955) führt im Rahmen von 3500 Oberflächen- und Grundwasseranalysen auch eine Tabelle mit den Minimal- und Maximalmassenkonzentrationen der am häufigsten analysierten Parameter auf (Tab. 26). Interessanterweise, so FIX, variiert die Uranmassenkonzentration von Grubenwässern in einem breiten Intervall. Dabei sei weniger von Bedeutung, ob die Grube Uran produzierte oder nicht, sondern vielmehr der pH-Wert des Wassers. So konnte er in uranproduzierenden Gru-

ben Massenkonzentrationen von 0,005 bis 0,535 mg L^{-1} Uran analysieren, in einer Mine ohne Uranvererzung hingegen die Maximalmassenkonzentration von 5,3 mg L^{-1} (der dortige pH-Wert lag bei 2,5). CHERVET & COULOMB (1958) führen für Grubenwässer Uranmassenkonzentrationen bis zu 90 mg L^{-1} an. Über den dort vorherrschenden pH-Wert fehlen leider Angaben. Von Bedeutung für den Sanierungsbetrieb Aue ist die Feststellung FIX', daß bei mittleren pH-Werten (5,5 … 7,5) keine „extremen“ Uranmassenkonzentrationen (mehrere zehner Milligramm pro Liter) zu erwarten seien, sowie die Beobachtung MURAKAMIS et al. (1958), daß bereits in relativ geringer Entfernung von der Lagerstätte (700 m) die Uranmassenkonzentrationen von Fließgewässern als Folge der Verdünnung und Adsorption an Schwebteilchen auf den Hintergrundwert („Background“) zurückgegangen sind.

Parameter	Minimum	Maximum
U	<0,00002	5,3
Fe (tot)	<0,1	2310
Ca	0,6	1190
Mg	0,1	1520
Na	0,3	13400
K	0,1	1100
HCO_3^-	0	2630
SO_4^{2-}	0,7	8820
Cl	<0,1	25000
AR	23	42200
pH	2,5	9,3

Tab. 26: Minimal- und Maximalwerte ausgewählter Parameter der von FIX (1955) untersuchten 3500 Wässer in mg L^{-1}.

Exakter bestimmte Werte liefert PAČES (1969) für Grundwässer aus dem Uranbergbau von St. Joachimsthal in Böhmen. Bei pH-Werten zwischen 6,6 und 7,8 sowie Eh-Werten von -89 … +57 mV konnten Uranmassenkonzentrationen von 0,017 … 9,000 mg L^{-1} (n = 4) gemessen werden.

Von der Wismut (SDAG WISMUT 1991) wurden im Bergwerk Niederschlema/Alberoda Analysen einiger „Tropfwässer“ angefertigt, bei denen maximale Uranmassenkonzentrationen von 50 mg L^{-1} gemessen wurden; andere Sickerwässer hatten überwiegend Massenkonzentrationen von 0,001 … 0,01 mg L^{-1}.

In deutschen Grund- und Trinkwässern sind < 0,03 … 3,62 µg L^{-1} (n = 107), in Mineralwässern < 0,03 … 11,58 µg L^{-1} (n = 22), in Oberflächenwässern < 0,02 … 1,53 µg L^{-1} (n = 36) und in Oberflächenwässern um Uranvorkommen (Schwarzwald, Fichtelgebirge) < 0,48 … 69,14 µg L^{-1} (n = 49) U_{238} bestimmt worden (OBRIKAT & FUSBAN 1993).

Anhaltswert für den weltweiten Hintergrundwert in Oberflächen- und Fließgewässern ist die von KOCZY et al. (1957) gefundene durchschnittliche Uranmassenkonzentration von 0,006 mg L^{-1}, in der Umgebung von Uranvorkommen des Pechblende Typs 2,9 mg L^{-1} (GERMANOV et al. 1958).

5.2.2 Arsen

In filtrierten Abflußwässern der Feengrotten bei Saalfeld, Saale bestimmte MOENKE (1956) Arsengehalte von 0,02 … 0,35 mg L^{-1} bei pH-Werten zwischen 2,1 und 6,0. Er zeigte, daß die Massenkonzentration von Arsen einerseits vom pH-Wert, andererseits von der Menge des Filterrückstands abhängig ist. Zunehmende Schwebanteile und pH-Werte reduzieren jeweils die Arsenmassenkonzentration im filtrierten Wasser, wobei der Schwebanteil unter anderem auf Eisenhydroxide zurückgeführt wird.

Aus der Freiberger Mulde werden Arsenmassenkonzentrationen von 0,1 … 2,23 mg L^{-1} (pH: 4,2 … 5,1) mitgeteilt, die auf Einleitungen von kommunalen Abwässern, Grubenwasser und Haldenauslaugungen zurückgeführt werden. Die Grubenwässer des Davidschachts (kb-Formation, Rothschönberger Stollen) haben bei pH 4,2 eine Arsenmassenkonzentration von 1 mg L^{-1} (LEUTWEIN & WEISE 1962).

Für das Schneeberger Revier (Weißer Hirsch, Siebenschlehn, Bergkappe, Adam Heber, Beustschacht) gibt es aus der Zeit vor 1945 wenig aussagekräftiges Material: „Standwässer aus alten Grubenbauen arsenidischer Paragenesen enthielten beachtliche Mengen Mangan, Arsen, Kobalt und Nickel“ (Quelle nicht angegeben, zitiert aus LEUTWEIN & WEISE 1962).

Arsenanalysen der Wismut (SDAG WISMUT 1991) in „Tropfwässern“ des Bergwerks Niederschlema/Alberoda zeigen Ergebnisse von 0,01 … 0,1 mg L^{-1}; lediglich auf Sohle -1305 erreichten sie 1969 im Querschlag 1757 einen Maximalwert von 51,5 mg L^{-1}. Im Markus-Semmler-Stollen wurden 1957 an fünf Stellen Wasserproben entnommen und auf einige Elemente hin untersucht (Tab. 19). Die Arsenmassenkonzentrationen bewegten sich zwischen 0,01 und 0,61 mg L^{-1}, bei pH-Werten von 6,1 … 7,2 (LEUTWEIN & WEISE 1962).

Ergebnisse der gleichen Größenordnung gibt es für Grundwässer von St. Joachimsthal, wo bei pH-Werten zwischen 6,65 und 7,80 Arsenmassenkonzentrationen von 0,05 … 0,28 mg L^{-1} bestimmt wurden (n = 4, PAČES 1969).

5.2.3 Radium

Radium bildet in der Natur keine eigenen Minerale, sondern ist stets mit Uranmineralen vergesellschaftet. Häufig kommt es an Uraninit, Autunit, Gummit, Ca-Hydroxylapatit oder Coelestin gebunden vor, wobei die beiden letzten Minerale dann Ra-Ca-Hydroxylapatit oder Ra-Coelestin heißen (KUBACH & WEIGEL 1977). Eine umfangreiche Liste von Mineralen, die Radium enthalten, stellte ERBACHER (1928) zusammen.

In natürlichen Wässern kommt Radium nur in geringen Massenkonzentration vor (Tab. 27). Es wird normalerweise nicht mit eigenen Radiumphasen ausfallen, sondern stets zusammen mit anderen Verbindungen (KUBACH & WEIGEL 1977). Dabei verhält es sich prinzipiell wie Barium (WEIGEL 1977).

Mit Calcium und Eisen zusammen fällt Radium als Karbonat aus und mit Barium als (Ba, Ra)-Sulfat, wohingegen ein (Ca, Ra)-Sulfat bei Anwesenheit von Barium thermodynamisch nicht stabil sein soll (KUBACH & WEIGEL 1977). Dies jedoch steht im Gegensatz zu GENSER (1932) und BLAIR et al. (1980), die beide ein Ca-Ra-Sulfat nachwiesen. Ein weiterer wichtiger Faktor für die Fällung von Radium aus wäßriger Lösung, hauptsächlich in oxidierendem Milieu, ist die Adsorption an Fe- und Mn-Hydroxide, vor allem an Pyrolusit (β-MnO_2).

Im Gegensatz zum Uran, das im Wasser zumeist als Uranylion vorherrscht, existiert Radium in der Regel als Radium-Kation Ra^{2+} (STUMM & MORGAN 1981) über dessen Mobilisierung noch keine ausreichenden Vorstellungen bestehen. Sowohl eine Erhöhung der Temperatur als auch der Gesamtmineralisation oder des Sulfatgehalts begünstigen die Auslaugung von Radium aus den entsprechenden Mineralphasen (KUBACH & WEIGEL 1977).

Nur eine Radiumanalyse aus der Hindenburgquelle konnte in der zugänglichen Literatur gefunden werden. Dort wurde 1932 ein Ra-Gehalt von $5{,}8 \cdot 10^{-8}$ mg L^{-1} bestimmt (GENSER 1932), der innerhalb des Bereichs liegt, den GERMANOV et al. (1958) angeben. Sie bestimmten in Karbonatgesteinen Radiummassenkonzentrationen von 10^{-9} … $2 \cdot 10^{-7}$ mg L^{-1}. Aus der Uranmine von Udaisagar, Rajasthan, Indien wird eine Massenkonzentration von $1{,}5 \cdot 10^{-9}$ mg L^{-1} Radium mitgeteilt. Interessant sind die Radiummassenkonzentrationen ostbayerischer Flußspatgruben. Beim Kontakt mit uranhaltigem Flußspat (CaF_2) erreichen die Konzentrationen im Grubenwasser $1{,}0 \cdot 10^{-9}$ … $1{,}0 \cdot 10^{-7}$ mg L^{-1} Radium ($\overline{x} = 1{,}8 \cdot 10^{-8}$ mg L^{-1}, n = 31), bei uranfreiem Flußspat $4{,}0 \cdot 10^{-10}$ … $1{,}1 \cdot 10^{-8}$ mg L^{-1} ($\overline{x} = 2{,}4 \cdot 10^{-9}$ mg L^{-1}, n = 32; KUBACH & WEIGEL 1977). Für die Fließgewässer um Aue werden im Anstrom der Wassereinleitungen durch die Wismut GmbH übereinstimmend 3 … $4 \cdot 10^{-10}$ mg L^{-1} bestimmt (Tab. 27, BUNDESMINISTER FÜR WIRTSCHAFT 1992).

Tab. 27: Zusammenstellung von Radiummassenkonzentrationen in Wässern unterschiedlicher Herkunft, nach Massenkonzentration geordnet. 1Bq entspricht einer Radiummassenkonzentration von $2,703 \cdot 10^{-11}$ g.

Lokalität	Ra-Massenkonzentrationen mg L^{-1}	Quelle
Erzgebirge, Oberflächengewässer	$3,2 \cdot 10^{-10}$ … $4,9 \cdot 10^{-10}$	Tab. 18
Ostbayern, Grubenwasser Flußspatbergwerk	$4 \cdot 10^{-10}$ … $1,1 \cdot 10^{-8}$	KUBACH & WEIGEL 1977
Niederschlema/Alberoda, Sickerwässer	$9,5 \cdot 10^{-10}$ … $1,1 \cdot 10^{-8}$	Tab. 28, Mittelwert ± *s*
Ostbayern, Grubenwasser Flußspatbergwerk mit Uran	$1 \cdot 10^{-9}$ … $1 \cdot 10^{-7}$	KUBACH & WEIGEL 1977
Kendyktas Berge, Kirgisien, Grundwasser	$1 \cdot 10^{-9}$ … $2 \cdot 10^{-7}$	GERMANOV et al. 1958
Udaisagar, Indien, Grubenwasser Uranbergwerk	$1,5 \cdot 10^{-9}$	KUBACH & WEIGEL 1977
Niederschlema/Alberoda, Grubenwasser	$2,9 \cdot 10^{-8}$ … $8,4 \cdot 10^{-8}$	Tab. 28, Mittelwert ± *s*
Erzgebirge, Hindenburgquelle	$5,8 \cdot 10^{-8}$	GENSER 1932

5.3 Lösungsversuche

5.3.1 Beschreibung

In den Jahren 1989 und 1990 führte die SDAG Wismut sechzehn Versuche durch, mit denen die Mobilisierung einiger Elemente in den Erzen der Lagerstätte Niederschlema/Alberoda getestet werden sollte. Ziel dieser Versuche war, Anhaltswerte für eine mögliche Flutung des Bergwerks zu bekommen.

Dem Autor liegen, wiederum aus Geheimhaltungsgründen, nur Auszüge aus den Versuchsbeschreibungen und den Meßwerten vor (SDAG WISMUT 1991). Dennoch wurden aus den Versuchen Ergebnisse abgeleitet, die in die Prognose der hydrogeochemischen Entwicklung des Flutungswassers mit eingingen.

Da die Untersuchung des Gesteinsmaterials Maximalwerte für die Stofffreisetzung erbringen sollte, wurden die Gesteinsproben bevorzugt an stärker mineralisierten Bereichen entnommen. Genaue Angaben über Art der Probennahmen und lithologische Verhältnisse am Beprobungspunkt sind oben genannter Arbeit nicht zu entnehmen. Anhand der chemischen Analysen von CaO, MgO und Fe_2O_3 läßt sich jedoch vermuten, daß es sich um Material der Phycoden Folge und der Unteren Graptolithenschiefer handelt, das mit Erz vermengt ist.

Bis zur Probennahme im Jahre 1987 war das Gestein zwischen 16 Jahren und 1 Jahr ($\overline{x}$ = 9 a, s = 4 a, n = 12) den Grubenwettern ausgesetzt und konnte oberflächlich oxidieren. Es entstammt Abbauen auf den Sohlen -540, -720, -765, -990, -1260, -1305, -1440, -1530 und -1620 und kann daher – zumindest was die vertikale Verteilung betrifft – als repräsentativ für die Vererzungsbereiche der Lagerstätte angenommen werden. Über die Probennahme im Jahr 1988 liegen lediglich Teufenangaben (-720, -1350, -1395, -1440, -1665), nicht aber die Jahreszahlen der Auffahrungen vor.

Das Gesteinsmaterial wurde in drei Versuchsreihen, die 68 … 86 Wochen dauerten (Beginn: Januar 1989, Mai 1989 und Mai 1990) durch Säulenversuche auf die Mobilisierbarkeit von Schwermetallen getestet, insbesondere jedoch Uran und Arsen. Über die genauen Versuchsbedingungen liegen keine Angaben vor, lediglich die Art des Lösungsversuchs („infiltrativ", „hydrostatisch") ist angegeben. Einer der Säulenversuche wurde aktiv belüftet, wohingegen die anderen fünfzehn Säulen mit der Atmosphäre in Kontakt standen.

Bei den „infiltrativen" Versuchsreihen sickerten pro Tag 0,5 … 1,5 L Leitungswasser durch die Säulen. Das Wasser war stets sauerstoffreich und konnte den vorhandenen Disulfidschwefel oxidieren. Dagegen wurden den „hydrostatischen" Versuchsreihen einmalig 20 L Wasser hinzugegeben. Dort war die Disulfidschwefeloxidation in der Lage, den Sauerstoff sukzessive aufzubrauchen.

Die aufgegebenen Wassermengen sind für 11 Versuchen aufgelistet, die Analysenfrequenz oder die dabei entnommenen Wassermengen fehlen. Aus zwei Säulen wurden Wasserproben auf deren mikrobielle Aktivität hin untersucht. In keiner der beiden Säulen waren Mikroorganismen nachweisbar.

In den Säulen wurden As, U, pH-Wert, Cu, Ni, Mo, Mn und Zn sowie in einigen ausgewählten auch O_2 und Ra bestimmt. Abhängig von der Wassertemperatur und dem Versuchstyp stellten sich As-Werte von 0,6 … 80 mg L^{-1} und U-Werte von 0,5 … 180 mg L^{-1} (bei Zugabe von H_2SO_4: 2000 … 5000 mg L^{-1}) ein, wobei der pH-Wert nahezu konstant bei 7,2 … 8,4 lag. Bei Zugabe von H_2SO_4 erniedrigte sich der pH-Wert auf 4 … 5, was auf eine Pufferung durch Gibbsit oder Siderit hindeutet. Als Sauerstoffgehalt wurden 5 mg L^{-1} bei 20 °C sowie 0 mg L^{-1} bei 50 °C bestimmt, und die Radiumaktivitäten betrugen nach 10monatiger Versuchsdauer 10 … 17 Bq L^{-1} ($2{,}7 \cdot 10^{-7}$ … $4{,}6 \cdot 10^{-7}$ mg L^{-1}) nach 15monatiger Versuchdauer 0,3 … 6 Bq L^{-1} ($8{,}1 \cdot 10^{-9}$ … $1{,}6 \cdot 10^{-7}$ mg L^{-1}). Alle Massenkonzentrationen von Cu, Ni, Mo, Mn und Zn bewegten sich zwischen 0,01 und 0,6 mg $L^{-1.}$

5.3.2 Ergebnisse

Obgleich in der genannten Arbeit (SDAG WISMUT 1991) keine detaillierten chemischen Analysen aufgelistet sind, lassen sich zumindest beim Lösungsverhalten des Arsens und Urans einige Entwicklungen erkennen, die zum Teil bereits von DYBEK (1962) oder LANGMUIR (1978) beschrieben worden waren.

Es soll hier nicht auf die hinreichend bekannten Einflüsse von Temperatur, Redoxpotential, pH-Wert und Wechselwirkungen mit anderen Wasserinhaltsstoffen eingegangen werden (DYBEK 1962), sondern vielmehr auf die Stoffmobilisation über einen größeren Zeitraum hinweg. Die Uranmassenkonzentration stellt sich in Abhängigkeit von der Wassertemperatur unterschiedlich ein. Während sich beim 20 °C warmen Wasser anfänglich wenig Uran löst, und nach 20 … 40 Wochen ein Anstieg von 5 … 10 mg L^{-1} auf durchschnittlich 100 mg L^{-1} festzustellen ist, hat das warme Wasser (50 °C) am Anfang ca. 5 mg L^{-1} und nach 8 … 10 Wochen weniger als 1 mg L^{-1} gelöstes Uran.

Grund dafür scheint nicht die Temperatur selbst zu sein, sondern die reduzierenden Bedingungen im warmen Wasser, wofür der O_2-Gehalt von 0 mg L^{-1} ein Anhaltspunkt ist. Da ein Teil des Urans im Uraninit stets in der oxidierten Form vorliegt (UO_2 … U_3O_8; DYBEK 1962), wird in den ersten Wochen dieses U(VI) in Lösung gehen. Den Sauerstoff des frisch eingefüllten Wassers verbraucht die Oxidation unterschiedlicher Sulfide, in erster Linie Pyrit und Markasit. Nach etwa vier Wochen scheint der gesamte Sauerstoff im ohnehin sauerstoffärmeren warmen Wasser aufgebraucht zu sein, was reduzierende Bedingungen zur Folge hat. Das bereits gelöste U(VI) wird nach Gleichung 17 durch Fe^{2+} aus der Pyritoxidation reduziert zu U(IV) und fällt als UO_2 aus. Gleichzeitig erniedrigt sich die Uranmassenkonzentration auf konstant 0,5 … 1 mg L^{-1}.



$$(U^{+VI}O_2)^{2+}(aq) + 2\,Fe^{2+} + 3\,H_2O \rightarrow U^{+IV}O_2(s) + Fe_2O_3(s) + 6\,H^+ \qquad (17)$$

Im 20 °C warmen Wasser stellen sich keine reduzierenden, sondern oxidierende Verhältnisse ein. Der Sauerstoff steht der Pyritoxidation zur Verfügung, führt zur Bildung von $Fe(SO_4)_3$ und ermöglicht die Oxidation des U(IV) zum U(VI) entsprechend Gleichung 16. Daher steigt die Uranmassenkonzentration bis auf 150 mg L^{-1} an, ein Wert, der in der bearbeiteten Literatur für Vorkommen in der Natur noch nicht beschrieben wurde.

Beim Arsen sind die Unterschiede zwischen 20 °C und 50 °C warmem Leitungswasser weniger deutlich. Beidemal fallen die Massenkonzentrationen von anfänglich 5 … 11 mg L^{-1} nach spätestens 42 Wochen auf 0,5 … 2 mg L^{-1} ab und bleiben bis zum Ende der Versuchsreihen konstant (Abb. 20).

Welche Schlußfogerungen lassen sich daraus für die chemischen Verhältnisse im Flutungswasser herleiten?

Anfänglich wird das Flutungswasser die leicht löslichen Uran- und Arsenphasen lösen, bis entweder ein chemisches Gleichgewicht zwischen dem Wasser und der Phase erreicht oder die Phase vollständig gelöst ist. Im Falle des Arsens werden im Grubenwasser zuerst höhere Massenkonzentrationen vorhanden sein, die nach einiger Zeit, vermutlich durch Adsorption des Arsens, zurückgehen werden. Beim Uran stellen sich im Grubenwasser abhängig vom Redoxpotential entweder höhere oder niedrigere Massenkonzentrationen ein. Höhere Redoxpotentiale, die stets im oberen Bereich der Wassersäulen vorhanden sind (vgl. Kapitel 7.4.3) führen zu relativ erhöhten, niedrigere Redoxpotentiale zu entsprechend geringeren Massenkonzentrationen.

Wie sich aus den Ergebnissen der Säulenversuche ablesen läßt, scheinen zuerst nur die Uranphasen in Lösung zu gehen, die durch Verwitterungsprozesse bereits Uran in der Oxidationsstufe VI enthalten (Kapitel 4.9). Erst zu einem späteren Zeitpunkt kann genügend U(IV) aufoxidiert werden und durch Komplexierung zu höheren Massenkonzentrationen beitragen.

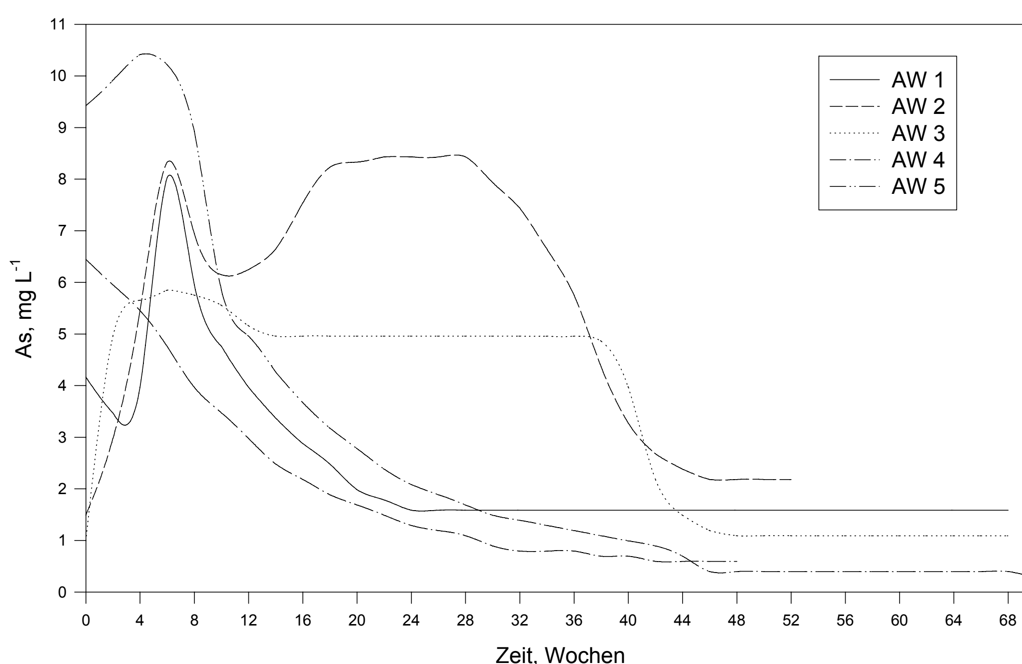


Abb. 20: Entwicklung der Arsenmassenkonzentration in den Säulenversuchen AW1 … AW5 der SDAG Wismut (verändert nach SDAG WISMUT 1991).

6 Hydrogeochemische Untersuchungen

6.1 Einführung

Im vorigen Kapitel fand eine Beschreibung der geologischen Prozesse statt, die zur Genese der Lagerstätte und Anreicherung der Minerale im Gestein und den Erzgängen führten. Außerdem wurden Daten über die hydrogeologischen Verhältnisse zusammengetragen, um die Zusammenhänge zwischen Wasser und Gebirge verstehen zu können.

Mit den Untersuchungen zur Hydrogeochemie des Bergwerks Niederschlema/Alberoda sollen nunmehr die Vorgänge dargelegt werden, die zur Stofffreisetzung aus den Mineralen in das Wasser führen. Mittels chemisch-thermodynamischer Gleichgewichtsberechnungen wird untersucht, welche Phasen für die Kontrolle der Hauptbestandteile des Flutungswassers verantwortlich sind.

6.2 Material und Methoden

6.2.1 Probennahme

Aufgrund der Umstrukturierung innerhalb der Wismut GmbH und der ungeklärten Rechtsverhältnisse zu Anfang des Bearbeitungszeitraums war es nicht möglich, die untertägige Beprobung des Flutungswassers von Anfang an optimal einzurichten. Vielmehr wurde auch ohne ein vorhandenes Monitoringprogramm versucht, die Flutung kontinuierlich physikochemisch zu überwachen. Die meisten Wasserbeprobungen führten Mitarbeiter der SDAG/GmbH Wismut durch, wobei unterschiedliche Schöpfgefäße zum Einsatz kamen.

Sämtliche Proben wurden im Grubengebäude des Bergwerks Niederschlema/Alberoda entnommen und vor Ort ohne vorherige Filterung in 1 … 5 L PVC-Probenflaschen abgefüllt. Während die Entnahmestellen auf den nicht gefluteten Sohlen direkt zugänglich waren, konnten die Wasserproben aus den gefluteten Schächten nur mit teilweise aufwendigen technischen Hilfsmitteln gewonnen werden. Dazu wurden die Schöpfgefäße entweder mittels elektrisch oder handbetriebenen Stahlwinden 1 … 10 Meter unter die Oberfläche des aufsteigenden Flutungswassers abgesenkt und nach einer geringen Verweilzeit von 1 … 2 Minuten aufgeholt. Soweit die technische Ausrüstung es gestattete, wurden vor Ort Temperatur (WTW Oxi 96, Meßelektrode EO 96), pH-Wert (Mauritius, pH ep2), Sauerstoffgehalt (WTW Oxi 96, Meßelektrode EO 96) und Leitfähigkeit (WTW LF 90, Meßelektrode KLE 1) bestimmt. Die Probenbehälter wurden ohne Kühlung und Ansäuerung meist noch am gleichen Tag in eines der Labors gebracht und dort dann bis zur Analyse im Kühlschrank aufbewahrt.

An der Art der Probennahme, auf die von Seiten des Autors nur geringer Einfluß genommen werden konnte, sind folgende wesentliche Kritikpunkte herauszustellen, die zum Teil nur für die Zeit von 1990 bis Ende 1992 gelten:

- anfänglich unqualifiziertes Probennahmepersonal
- falsche Schöpfgefäße
- Probennahme zum Teil an der Wasseroberfläche
- keine Probenfilterung mit 0,45 µm Filter sofort nach Probennahme
- keine Ansäuerung mit Salpetersäure sofort nach Probennahme
- zum Teil fehlende Temperatur-, pH-, Leitfähigkeits- und Redoxmessung vor Ort
- keine hinreichenden Ringanalysen in den Labors
- unregelmäßige Analyse wichtiger chemischer Parameter
- kein Auswaschen der Probennahmegefäße mit jeweiliger Probe.

Tab. 28: Mittelwerte ($\overline{x}$), Probenzahl (*n*), Standardabweichungen (*s*) und Meßeinheiten der analysierten und ausreißerfreien Parameter von Niederschlema/Alberoda getrennt für Wässer der Typen I, G, S. Standardabweichungen wurde nur für $n \geq 3$ angegeben. Bei $n = 1$ entspricht der Wert in der Spalte $\overline{x}$ dem Meßwert. CSB: Chemischer Sauerstoffbedarf, TOC: Total Organic Carbon. Anzahl der Dezimalstellen wurde so gewählt, daß der kleinste der drei Werte noch wenigstens eine gültige Stelle hat, minimal jedoch zwei Stellen.

		Typ S			Typ I			Typ G		
Parameter	Einheit	*n*	$\overline{x}$	*s*	*n*	$\overline{x}$	*s*	*n*	$\overline{x}$	*s*
Temperatur	°C	104	16,96	2,28	12	25,55	4,00	165	35,38	4,44
Leitfähigkeit	mS cm^{-1}	140	1,06	0,19	19	1,48	0,15	163	3,31	0,59
Eh-Wert	mV	8	404,13	14,00	5	242,60	140,54	46	282,57	132,11
pH-Wert	–	166	7,78	0,44	28	7,65	0,53	246	7,11	0,39
Filterrückstand	mg L^{-1}	98	21,23	31,08	13	29,95	39,70	130	61,09	85,76
Abdampfrückstand	mg L^{-1}	74	732,54	123,50	28	1101,57	431,37	199	2617,81	585,95
CSB	mg L^{-1}	—	—	—	—	—	—	66	70,92	10,90
TOC	mg L^{-1}	4	0,93	0,15	1	1,10	—	15	27,00	16,23
Ca^{2+}	mg L^{-1}	75	120,08	18,20	29	109,92	43,97	213	222,19	61,27
Mg^{2+}	mg L^{-1}	75	57,18	15,37	29	78,33	12,50	213	148,36	46,40
Na^{+}	mg L^{-1}	49	30,63	8,54	18	137,80	69,23	141	378,48	105,91
K^{+}	mg L^{-1}	36	4,36	1,07	18	9,73	7,11	119	37,14	4,85
Fe gesamt	mg L^{-1}	53	0,10	0,13	9	0,33	0,37	98	2,66	2,31
Fe^{2+}	mg L^{-1}	5	0,02	0,01	10	0,11	0,07	51	2,46	2,18
Fe^{3+}	mg L^{-1}	4	0,04	0,02	8	0,59	0,87	34	1,60	1,95
Mn gesamt	mg L^{-1}	13	0,26	0,82	5	0,51	1,01	158	2,80	1,21
NH_4^{+}	mg L^{-1}	2	0,07	—	2	0,25	—	58	0,68	0,76
Sr^{2+}	mg L^{-1}	8	0,99	0,39	—	—	—	17	2,64	0,48
SO_4^{2-}	mg L^{-1}	150	354,03	57,57	29	519,93	105,28	213	1138,36	263,68
Cl^{-}	mg L^{-1}	156	37,68	7,40	29	63,98	44,58	212	142,36	33,38
HCO_3^{-}	mg L^{-1}	74	187,65	37,47	28	270,53	82,30	209	889,52	264,71
NO_3^{-}	mg L^{-1}	143	9,18	1,90	25	2,88	1,07	146	2,17	1,54
NO_2^{-}	mg L^{-1}	—	—	—	4	0,03	0,02	36	0,06	0,12
CO_3^{2-}	mg L^{-1}	9	20,62	15,48	9	18,04	4,78	7	23,14	17,47
PO_4^{3-}	mg L^{-1}	14	0,14	0,10	13	0,29	0,10	72	4,42	2,07
F^{-}	mg L^{-1}	12	0,68	0,28	7	1,63	0,11	19	2,08	0,10
Gesamthärte	°d	154	30,24	3,86	29	33,28	7,50	213	65,21	15,86
Karbonathärte	°d	41	8,53	1,44	16	12,04	0,90	106	42,09	8,41
Nichtkarbonathärte	°d	36	19,54	2,98	12	19,33	2,39	83	28,02	6,30
O_2	mg L^{-1}	74	10,50	3,88	12	7,96	5,03	84	2,54	2,64
H_2S	mg L^{-1}	—	—	—	—	—	—	1	0,01	—
Ag	mg L^{-1}	—	—	—	—	—	—	1	0,08	—
Al	mg L^{-1}	21	0,21	0,02	11	0,26	0,25	62	0,37	0,22
As	mg L^{-1}	180	0,13	0,05	29	0,64	1,00	264	4,71	2,08
B	mg L^{-1}	4	0,04	0,03	1	0,06	—	4	0,20	0,12
Ba	mg L^{-1}	3	0,039	0,001	1	0,020	—	12	0,138	0,179
Be	mg L^{-1}	1	0,04	—	—	—	—	—	—	—
Bi	mg L^{-1}	2	0,07	—	—	—	—	8	0,07	0,03
Cd	mg L^{-1}	1	0,012	—	2	0,002	—	9	0,005	0,005
Co	mg L^{-1}	2	0,01	—	1	0,01	—	18	0,02	0,02
Cr	mg L^{-1}	1	0,003	—	1	0,015	—	28	0,005	0,006
Cs	mg L^{-1}	—	—	—	—	—	—	1	0,005	—
Cu	mg L^{-1}	11	0,02	0,03	6	0,03	0,03	38	0,03	0,03
H_2SiO_3	mg L^{-1}	16	15,89	1,23	16	15,48	2,26	75	32,49	7,06
Hg	mg L^{-1}	—	—	—	1	0,0001	—	2	0,0002	—
Li	mg L^{-1}	—	—	—	—	—	—	1	5,60	—
Mo	mg L^{-1}	2	0,027	—	3	0,031	0,002	10	0,199	0,179
Ni	mg L^{-1}	15	0,029	0,007	5	0,020	0,001	28	0,030	0,021
Pb	mg L^{-1}	9	0,005	0,003	11	0,008	0,007	39	0,011	0,008
Ra	mBq L^{-1}	86	218,03	183,06	25	565,32	286,89	141	2094,09	1013,33
Sb	mg L^{-1}	3	0,001	0,001	—	—	—	5	0,001	0,001
Se	mg L^{-1}	2	0,003	—	—	—	—	5	0,001	0,001
U	mg L^{-1}	176	0,78	0,30	28	2,07	0,50	260	2,82	0,90
V	mg L^{-1}	—	—	—	—	—	—	1	0,02	—
Zn	mg L^{-1}	25	0,03	0,03	14	0,12	0,18	66	0,11	0,14

Tab. 29: Analysenmethoden der beiden Labors in Aue und Chemnitz/Grüna. Br, Cs, H_2S, I, Rb, Si, SiO_2, und Th wurden in Fremdlabors analysiert. Nichtkarbonathärte berechnet. Einheiten in Tab. 28.

Parameter	Aue	Chemnitz/Grüna
Ag	nicht analysiert	DIN 38406-E22 (ICP-OES)
Al	nicht analysiert	DIN 38406-E9 (photometrisch) DIN 38406-E22 (ICP-OES)
Abdampfrückstand	DIN 38409-H1-1	DIN 38409-H1-1
As	photometrisch	DIN 38405-D18 (AAS-Hydrid) DIN 38406-E22 (ICP-OES)
B	nicht analysiert	DIN 38406-E22 (ICP-OES)
Ba	nicht analysiert	DIN 38406-E22 (ICP-OES)
Be	nicht analysiert	DIN 38406-E22 (ICP-OES)
Bi	nicht analysiert	DIN 38406-E22 (ICP-OES)
Ca	DIN 38406-E3-2 (titrimetrisch)	DIN 38406-E3-1 (AAS-Flamme) DIN 38406-E3-2 (tirimetrisch)
Cd	nicht analysiert	DIN 38406-E19-1 DIN 38406-E19-2 DIN 38406-E22
Cl	DIN 38408-G4	DIN 38408-G4
Co	nicht analysiert	DIN 38406-E22 (ICP-OES)
CO_3^-	DEV D8	DEV D8
Cr	nicht analysiert	DIN 38406-E10-1 (AAS-Flamme) DIN 38406-E10-2 (AAS-Ofen) DIN 38406-E22 (ICP-OES)
Chemischer Sauerstoffbedarf	nicht analysiert	DIN 38409-H41-1
Cu	nicht analysiert	DIN 38406-E7-1 (AAS-Flamme) DIN 38406-E7-2 (AAS-Ofen) DIN 38406-E22 (ICP-OES)
Eh	DIN 38404-C6	DIN 38404-C6
F	nicht analysiert	DIN 38405-D4-1 (ISE)
Fe	DIN 38406-E1-1 (photometrisch)	DIN 38406-E22 (ICP-OES) DIN 38406-E1-1 (photometrisch) DIN 38406-E19-1 (AAS-Flamme)
Filterrückstand	DIN 38409-H2-1	DIN 38409-H2-1
Gesamthärte	DIN 38409-H6	DIN 38409-H6, Berechnung
H_2SiO_3	nicht analysiert	Betriebsverfahren (Photometrie)
HCO_3^-	DEV D8	DEV D8
Hg	nicht analysiert	DIN 38406-E12-4 (AAS-Hydrid)
K	nicht analysiert	DIN 38406-E13 (Flammenphotometrie)
Karbonathärte	DIN 38409-H7	DIN 38409-H7
Leitfähigkeit	EN 26777:1993 (DIN 38404-C8)	EN 26777:1993 (DIN 38404-C8)
Mg	DIN 38506-E3-2/3 (titrimetrisch)	DIN 38406-E3-1 (AAS-Flamme) DIN 38506-E3-2/3 (titrimetrisch)
Mn	photometrisch	Flammen AAS
Mo	nicht analysiert	DIN 38406-E22 (ICP-OES)
Na	nicht analysiert	DIN 38406-E14 (Flammenphotometrie)
NH_4^+	DIN 38406-E5-1 (Photometrie)	DIN 38406-E5-1 (Photometrie)
Ni	nicht analysiert	DIN 38406-E11-1 (AAS-Flamme) DIN 38406-E11-2 (AAS-Ofen) DIN 38406-E22 (ICP-OES)
NO_2^-	nicht analysiert	DIN 38405-D10 (Photometrie)
NO_3^-	DIN 38405-D9-2 (Photometrie)	DIN 38405-D9-2 (Photometrie)
O_2	EN 25814:1992 (DIN 38408-G22)	EN 25814:1992 (DIN 38408-G22)
Pb	nicht analysiert	DIN 38406-E6-1 (AAS-Flamme) DIN 38406-E6-3 (AAE-Ofen) DIN 38406-E22 (ICP-OES)
pH	DIN 38404-C5	DIN 38404-C5
PO_4^{3-}	photometrisch	DIN 38405-D11-4
Ra	emanometrisch	ULG 4/91 (emanometrisch)
Sb	nicht analysiert	DIN 38406-E22 (ICP-OES) DIN 38405-D18 (AAS-Hydrid)
Se	nicht analysiert	DIN 38406-E22 (ICP-OES)
SO_4^{2-}	DIN 38405-D5-2 (Gravimetrie)	DIN 38405-D5-2 (Gravimetrie)
Sr	nicht analysiert	DIN 38406-E22 (ICP-OES)
Total Organic Carbon	nicht analysiert	DIN 38409-H3-1
U	ULG 2/91 (photometrisch)	ULG 2/91 (photometrisch) ULG 3/91 (fluorimetrisch); Laser-Phosphoreszenz
V	nicht analysiert	DIN 38406-E22 (ICP-OES)
Zn	nicht analysiert	DIN 38406-E22 (ICP-OES) DIN 38406-E8-1 (AAS-Flamme)

Anhand der Auflistung ist erkennbar, daß die Wismut GmbH nicht der Gehalt an wasserlöslichen Stoffen interessiert, sondern der Gesamtgehalt einschließlich der kolloidal gebundenen Ionen. Bis zuletzt ließ sich zwischen Autor und der Wismut GmbH keine Einigkeit in der Frage erreichen, ob gelöster Gehalt oder Gesamtgehalt im Wasser bestimmt werden sollen.

WENRICH-VERBEEK (1977) zeigte, daß Filterung und Ansäuerung einen entscheidenden Einfluß auf den Urangehalt einer Wasserprobe haben. Im allgemeinen ist in den unfiltrierten Proben der Urangehalt größer als in den gefilterten, was auf die Adsorption von Uranverbindungen an Schwebteilen zurückzuführen ist. Zwischen der Probennahme und der Analyse geht dieses Uran in Lösung und erhöht daher den Urangehalt in der Wasserprobe. Ansäuerung des ungefilterten Wassers würde den Urangehalt bei der Analyse nochmals höher ausfallen lassen, als bei der ungefilterten Probe.

MORIN (1990) wies durch Ringanalysen von Wässern aus Bergehalden des Uranbergbaus nach, welche Schwierigkeiten bei der chemischen Analytik auftreten können. Insbesondere die Erfahrung des Labors, die gewählte Analysenmethode und die komplexe chemische Matrix wirken sich auf die Ergebnisse aus und bestimmen deren Genauigkeit.

Die Wismut GmbH ist seit 1993 dabei, ein Qualitätsmanagementhandbuch nach ISO 9000 auszuarbeiten und anzuwenden, in dem die Qualität und Verläßlichkeit der Meßwerte festgelegt werden (WISMUT GmbH 1994a). Darin sollte unbedingt die Frage nach der Analyse von gelöstem Gehalt oder Gesamtgehalt der zu analysierenden Wasserinhaltsstoffen Eingang finden. Außerdem zeigte sich bei den Plausibilitätskontrollen, daß von der Wismut GmbH Analysenwerte weitergegeben wurden und werden, die in sich nicht schlüssig sind. In vorliegender Arbeit sind diese Ausreißer nicht mit in die Auswertung einbezogen.

6.2.2 Analytische Methoden

Fast alle Wasseranalysen führten ursprünglich wismuteigene Labors in Chemnitz/Grüna oder in Aue durch. Zwischenzeitlich ist ersteres ein akkreditiertes Labor, das nicht mehr zur Wismut GmbH gehört. Je nach Labor kamen unterschiedliche Verfahren zum Einsatz, die in Tab. 28 aufgelistet sind.

Eine Kontrolle der Ergebnisse fand auch in anderen Labors statt, darunter beim LUT (Labor für Umwelttechnik) in Jena sowie dem Institut für anorganische Chemie der Technischen Universität Clausthal. Dabei zeigte sich, daß zumindest die Größenordnung der gemessenen Parameter übereinstimmt.

Auf eine eingehende Beschreibung der analytischen Verfahren soll hier verzichtet werden, da alle Analysen nach den Normen durchgeführt wurden, die in den Deutschen Einheitsverfahren zur Wasseruntersuchung nachlesbar sind (GESELLSCHAFT DEUTSCHER CHEMIKER 1982).

6.3 Auswertung

6.3.1 Grafische Darstellung

Zur statistischen Auswertung der Daten aus den 477 Wasseranalysen war es notwendig, diese zu klassieren, um jeweils ähnliche Datenkollektive untersuchen zu können. Dazu wurden die Daten in ein PIPER- und DUROV-Diagramm (Abb. 22, Abb. 23) eingetragen. Darüber hinaus wurde in Anlehnung an WOLKERSDORFER (1994) ein log-As-Ca-U-Diagramm erstellt, das es erlaubt, Grubenwasser und Sickerwässer grafisch darzustellen (Abb. 24). Die einzelnen Meßstellen erhielten entsprechend ihrer Charakteristik Symbole, die für alle Abbildungen identisch sind (Tab. 30). Grundlage der Zuordnung waren die Cluster im PIPER-Diagramm, und die Lage der Meßstellen im log-As-Ca-U-Diagramm, wobei unterschiedliche Meßstellen im gleichen Schacht den gleichen Symboltyp erhielten (z.B. m-363 und m-507).

Eine übersichtliche Veranschaulichung von Analysenwerten erlauben Boxplots. Diese wurden für 35 Parameter der Wasseranalysen aller Meßstellen erstellt, wobei die Meßstellen m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92 in die Meßstelle SaSiWa (Sammelmeßstelle Sickerwässer) eingingen. Mittels Boxplots sind unterschiedliche Quantile (10 %, 25 %, 50 %, 75 % und 90 %), der Mittelwert, sowie Werte außerhalb des 10 % und 90 % Quantils darstellbar (Abb. 21). Bei normalverteilten Daten fallen der Mittelwert und der Median zusammen. Anders als bei der nachfolgenden statistischen Auswertung der Daten erfolgte keine Ausreißereliminierung, um die vollständige Spannweite der Analysenwerte aufzuzeichnen (Abb. 97 … Abb. 131).

Im PIPER-Diagramm und Typendiagramm nach FURTAK & LANGGUTH (aus HÖLTING 1992) lassen sich die Wasseranalysen des Bergwerks Niederschlema/Alberoda in drei Typen gliedern (Abb. 22). Sie werden im folgenden als Typ S (Sickerwässer), Typ I (Intermediäre Wässer) und Typ G (Grubenwasser) bezeichnet (Tab. 31).

Wässer des Typs S fallen in das Feld c des Typendiagramms, sind somit normal erdalkalische, überwiegend sulfatische Wässer. Einen relativ leicht erhöhten Alkaliengehalt haben die Wässer des Typs I, die vollständig im Feld e, erdalkalische Wässer mit höherem Alkaliengehalt, überwiegend sulfatisch liegen. Durch weitere Hydrogenkarbonat- und teilweise Chloridaufnahme zeichnet sich das Wasser des Typs G aus, das im Feld e und g des Typendiagramms liegt. Es ist somit ein erdalkalisches, zum Teil alkalisches Wasser mit höherem Alkaliengehalt, überwiegend sulfatisch.

Ältere Wasseranalysen aus dem Markus-Semmler-Stollen (Anzahl: 10, Tab. 19) und der Bismarckquelle (Anzahl: 1, Tab. 17) fallen im wesentlichen mit dem Typ S zusammen, besitzen jedoch einen geringfügig höheren Calciumanteil. Im Typendiagramm fallen sie in die Felder c und b, was sie als normal erdalkalische, hydrogencarbonatisch-sulfatisch bis überwiegend sulfatische Wässer auszeichnet.

Um die Abbildung übersichtlich zu halten, wurden die unterschiedlichen Wassertypen nur im Kationendreieck des PIPER-Diagramms grafisch gekennzeichnet. Die Untergliederung in drei Wassertypen bildete die Grundlage für die nachfolgende statistische Auswertung.

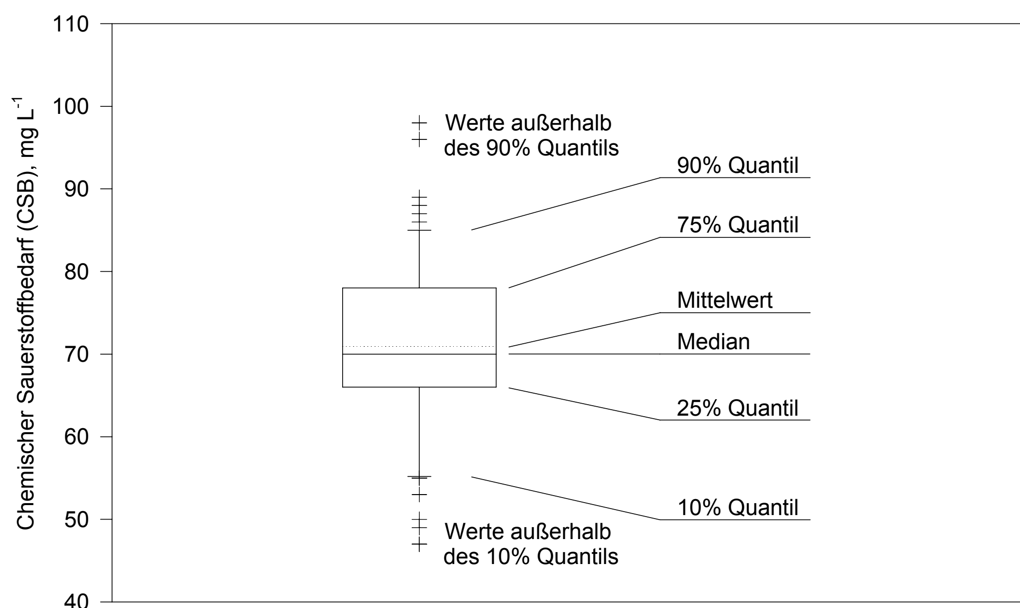


Abb. 21: Bedeutung der Linien der Boxplots am Beispiel aller Analysenwerte des Chemischen Sauerstoffbedarfs (CSB).

Tab. 30: Beprobte Meßstellen im Bergwerk Niederschlema/Alberoda mit Anzahl der Analysen und Datenpunkte im Piper- bzw. Durov-Diagramm. Die Zuordnung der Meßstellen zum jeweiligen Wassertyp beruht auf der Auswertung des Piper-Diagramms. S: Sickerwasser, I: Intermediäres Wasser, G: Grubenwasser. Schacht und Streckenbezeichnungen nach Angaben der Wismut GmbH. FlWÜ: Fluchtwegüberhauen, Ges.: Gesenk, Q: Querschlag, F-Str: Feldstrecke. Die gerasterten Symbole kennzeichnen Meßstellen mit Grubenwassercharakter, Quadrate und Kreise solche mit Sickerwassercharakter und Rauten die mit intermediärem Charakter. Bei Änderungen des Chemismus in einem Schacht (z.B. 296 II b) wurde das zuerst vergebene Symbol beibehalten. Um eine zu große Anzahl von Symbolen zu vermeiden, erhielten Meßstellen mit ähnlichen chemischen Eigenschaften das gleiche Symbol.

Meßstelle	Bezeichnung	Symbol	Anzahl	Piper/Durov	Typ
m-107	Abfluß des Bohrbachstaubeckens, linke Seite, Rohr		169	41	S
m-308	Blindschacht 366 II b, bis Sohle -990		115	48	G
m-315	Sohle -540, F-Str. 907 NW von Q 905		1	0	S
m-316	Sohle -540, F-Str. 906 NW von Q 903		1	0	S
m-318	Wasserschloß 69, Sohle -540		1	1	S
m-320	Sohle -540, Q 906a bei F-Str. 907		1	0	S
m-323	Blindschacht 371 II b, bis Sohle -990		28	17	G
m-324	Blindschacht 372 b, bis Sohle -990		28	17	G
m-325	Blindschacht 296 II b, Sohle -996, Sumpf		25	14	I
m-331	Blindschacht 366 II b, ab Sohle -990		44	14	G, 2 in I
m-332	Blindschacht 296 II b, ab Sohle -996		3	1	G
m-362	Blindschacht 1 b		10	9	G
m-363	Blindschacht 383 b		23	20	G, 3 in S
m-364	Blindschacht 383 III b		4	3	G
m-365	FlWÜ2, Sohlen -1665, -1710		5	3	G
m-501	Blindschacht 186 b, Sohle -540		2	1	S
m-503	Schacht 38, Sohle -540		4	3	S
m-504	Blindschacht 38 II b, Sohle -990		1	1	I
m-505	Schacht 383, Sohle -1260		1	1	G
m-506	Blindschacht 383 b, Sohle -1485		4	2	I, G
m-507	Blindschacht 383 III b, Sohle -1665		3	2	G
m-509	Sohle -1485, Ges. 3		1	1	G
m-510	Sohle -1530, Q 2007		1	1	G
w-68	Sohle -240, ohne Ort		1	0	S
w-92	Sohle -816, Zulauf		1	1	S

Tab. 31: Gemittelte prozentuale Äquivalentmassenverhältnisse von Kationen und Anionen der Wassertypen S, I und G im Piper- und Durov-Diagramm. Durchschnittliche Massengehalte in Tab. 28.

Wassertyp	Bezeichnung	Ca	Mg	Na	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl
Typ S	Sickerwässer	50	38	12	25	67	8
Typ I	Intermediäre Wässer	30	40	30	30	62	8
Typ G	Grubenwasser	25	32	43	35	57	8

Eine weitere grafische Darstellungsmöglichkeit ist das in der früheren UdSSR von Durov vorgestellte Durov-Diagramm (zitiert aus Chilingar 1956). Zum Eintragen in das Diagramm müssen die Kationen und Anionen in ihre Äquivalentmassen umgerechnet und ihr jeweiliger prozentualer Anteil bestimmt werden. Im Viereckdiagramm ergeben sich die Punkte sodann durch horizontale bzw. vertikale Projektion der Punkte aus den Dreiecksdiagrammen. Insgesamt lassen sich im Durov-Diagramm fünf, von I bis V nummerierte Wasserklassen unterscheiden (Chilingar 1956).

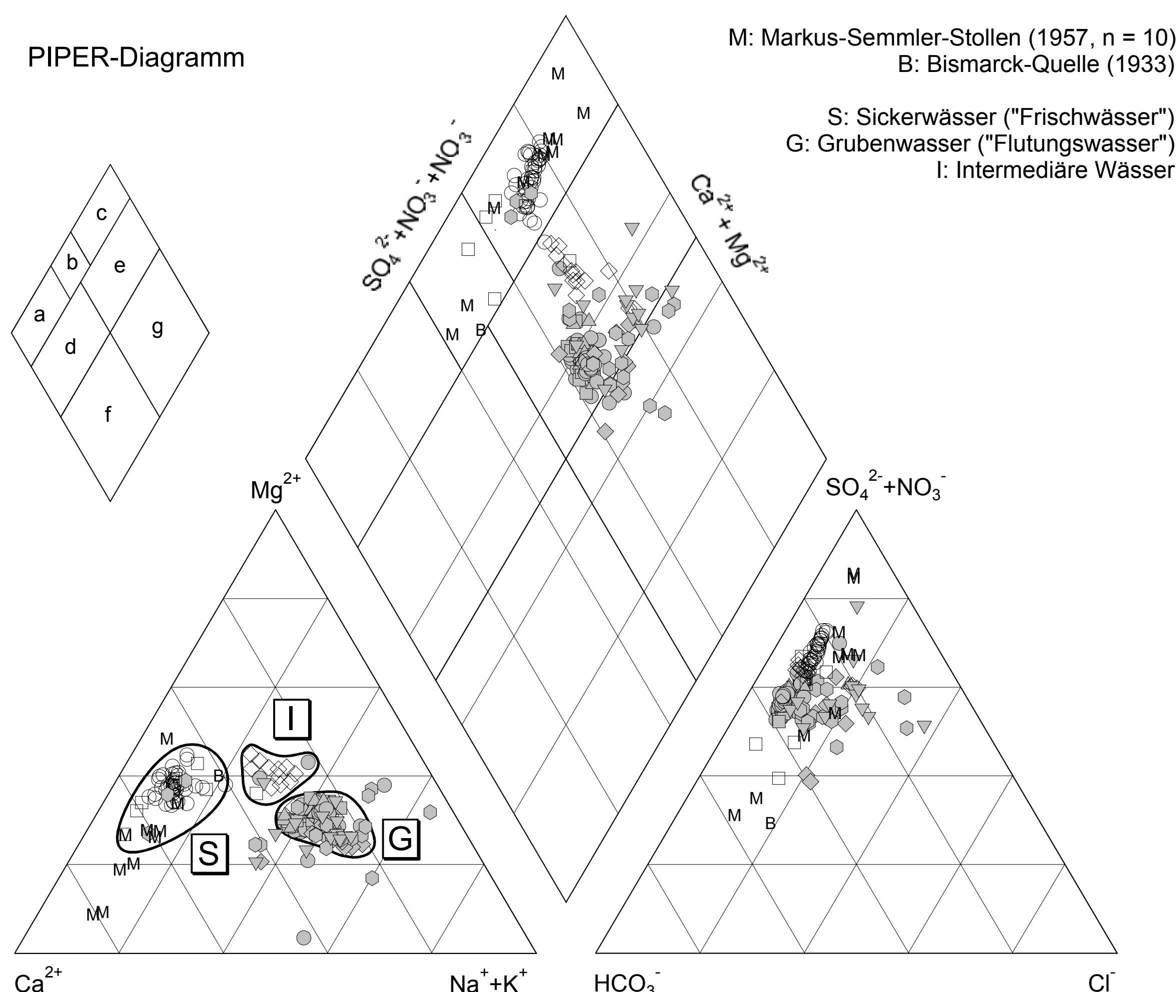


Abb. 22: PIPER-Diagramm der Wasseranalysen des Bergwerks Niederschlema/Alberoda. 212 Wertepaare, zusätzlich 10 ältere Analysen aus dem Markus-Semmler-Stollen und eine aus der Bismarckquelle. Legende s. Tab. 30. Kleine Grafik: Typendiagramm nach FURTAK & LANGGUTH (dieses aus HÖLTING 1992).

Ein Teil der Wasseranalysen von Niederschlema/Alberoda sind Sekundäre Wässer (Klasse II), der größte Teil sind jedoch Übergangswässer zwischen Sekundären und Sulfatischen Wässern (Klasse III). Primäre (Klasse I), Chloridische (Klasse IV) sowie Alkali-Bikarbonat-Wässer (Klasse V) fehlen vollständig.

Drei Analysen des Blindschachts 383 b (m-363) liegen im Bereich der Wässer des Typs S. Es handelt sich dabei um die Analysen 10, 25 und 26, die nicht aus dem Flutungswasser stammen, sondern aus Zuleitungen in den Blindschacht. Der Entnahmeort weicht also von dem der 17 anderen Proben des Blindschachts ab, die im Diagramm dargestellt sind. Ihrem Charakter nach sind es eindeutig Sickerwässer, was auch die Kennzahlen q_1 und q_2 zeigen.

Zu Anfang des Untersuchungszeitraums (1990 … 1991) unterschieden sich die Sickerwässer und das Grubenwasser kaum in ihren Stofffrachten. Daher wurde nach einer Möglichkeit gesucht, diese durch Kennzahlen voneinander abgrenzen zu können. q_1 und q_2 sind die Logarithmen zweier empirisch ermittelter Quotienten aus den As-, U- und Ca- Stoffmengen. Definitionsgemäß ist die Stoffmenge n_x mit der Einheit 1 mol der Quotient aus der Masse m und der molaren Masse M des jeweiligen Stoffes x:

$$n_x = \frac{m_x}{M_x} \tag{18}$$

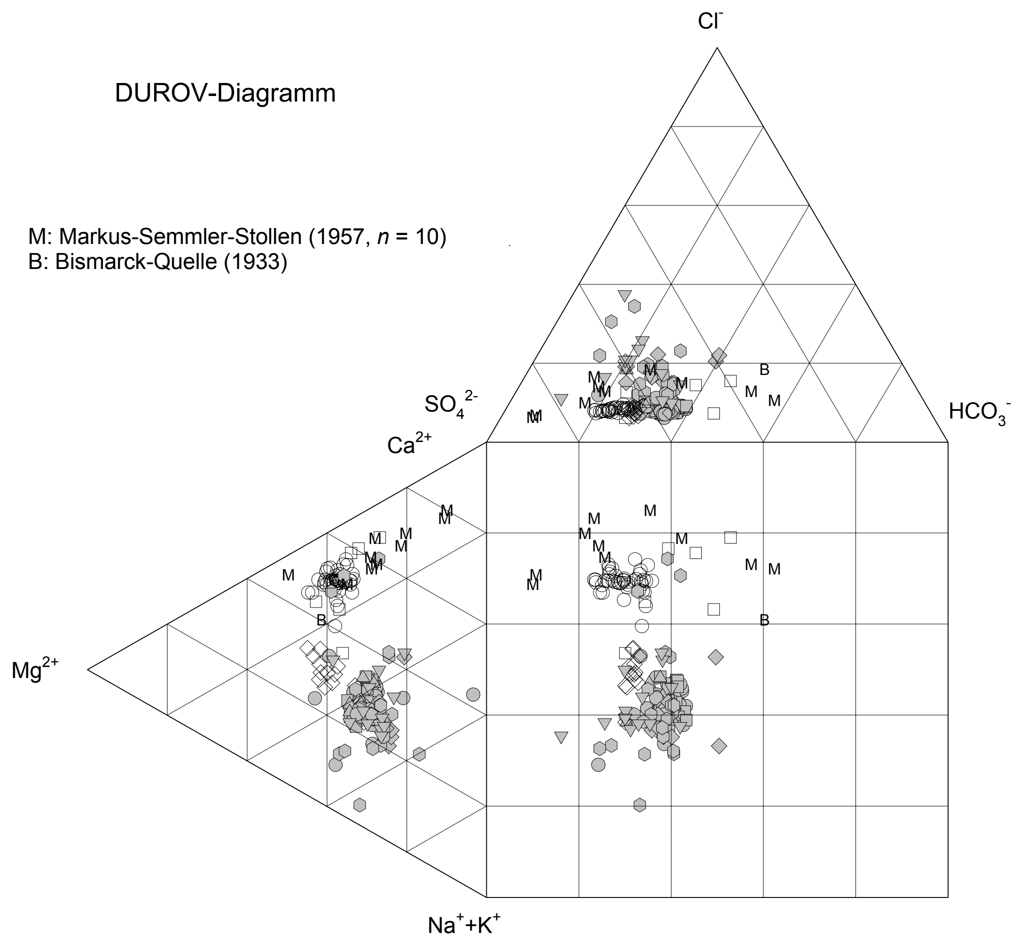


Abb. 23: DUROV-Diagramm der Wasseranalysen des Bergwerks Niederschlema/Alberoda. 212 Wertepaare, zusätzlich 10 ältere Analysen aus dem Markus-Semmler-Stollen und eine aus der Bismarckquelle. Legende s. Tab. 30.

Für die Kennzahlen q_1 und q_2 gelten folgende Gleichungen:

$$q_1 = \log(\frac{n_U}{n_{As}}) \quad (19)$$

$$q_2 = -\log(\frac{n_{As}}{n_{Ca}}) \quad (20)$$

Das log-As-Ca-U-Diagramm zeigt, daß Wasser vom Typ G zum überwiegenden Teil mehr Uran als Arsen enthält. Wässer vom Typ I und S hingegen enthalten relativ mehr Arsen als Uran. Intermediäre Wässer sind durch geringere n_{As}/n_{Ca} Verhältnisse gekennzeichnet als Sickerwässer. Zumeist liegen die Intermediären Wässer im Diagramm oberhalb, die Sickerwässer unterhalb der Regressionsgeraden von q_2 bezüglich q_1.

Es zeigte sich, daß die Histogramme von q_1 und q_2 jeweils zwei Maxima aufweisen, die sich einer Lognormalverteilung zuordnen lassen. Das wertemäßig kleinere Maxima gehört jeweils den Meßstellen des Typs G an (m-308, m-323, m-324, m-331, m-332, m-362, m-363, m-364, m-365, m-505, m-507, m-509, m-510), das größere denen des Typs S oder I (m-107, m-315, m-316,

m-318, m-320, m-325, m-501, m-503, m-504, m-506, w-68, w-92). Offensichtlich existieren bestimmte q_1 und q_2, die es erlauben, Wässer des Typs G von denen der Typen S und I zu unterscheiden. Dieses q soll als lagerstättenspezifische Grenzkennzahl Q und bei einer statistischen Sicherheit von α als $Q(\alpha)$ bezeichnet werden. Abhängig von der Betrachtungsweise ist $Q(\alpha)$ somit die Kennzahl, bis zu der $S = 1 - \alpha$ aller q den Charakter eines Grubenwassers oder den eines Sickerwassers besitzen. Im log-As-Ca-U-Diagramm (Abb. 24) sind nur die oberen Grenzkennzahlen $Q_1(\alpha)$ und $Q_2(\alpha)$ des Grubenwassers dargestellt, da nur die Abgrenzung von Grubenwasser gegen die Sickerwässer interessierte. Wie an anderer Stelle gezeigt werden konnte (WOLKERSDORFER 1993), sind die Grenzkennzahlen für zwei unterschiedliche Lagerstätten nicht identisch, so daß die Bezeichnung *lagerstättenspezifische* Grenzkennzahl berechtigt erscheint.

Folgende Null- und Gegenhypothesen sollen daher getestet werden, um die oberen Grenzkennzahlen des Grubenwassers und die unteren der Sickerwässer zu bestimmen:

H_0: $q_1(G) \leq Q_1(G)$ H_1: $q_1(G) > Q_1(G)$ $\alpha = 0,05$ und $0,10$

H_0: $q_2(G) \leq Q_2(G)$ H_1: $q_2(G) > Q_2(G)$ $\alpha = 0,05$ und $0,10$

H_0: $q_1(I,S) \geq Q_1(I,S)$ H_1: $q_1(I,S) < Q_1(I,S)$ $\alpha = 0,05$ und $0,10$

H_0: $q_2(I,S) \geq Q_2(I,S)$ H_1: $q_2(I,S) < Q_2(I,S)$ $\alpha = 0,05$ und $0,10$

Um die einseitigen Vertrauensintervalle $\alpha = 0,05$ und $\alpha = 0,10$ von q_1 und q_2 zu erhalten, mußten alle q_1 und q_2 transformiert werden, damit sie angenähert einer Normalverteilung gehorchen:

$$q_1' = \log(q_1 + 2,5) \quad (21)$$

$$q_2' = \log(q_2) \quad (22)$$

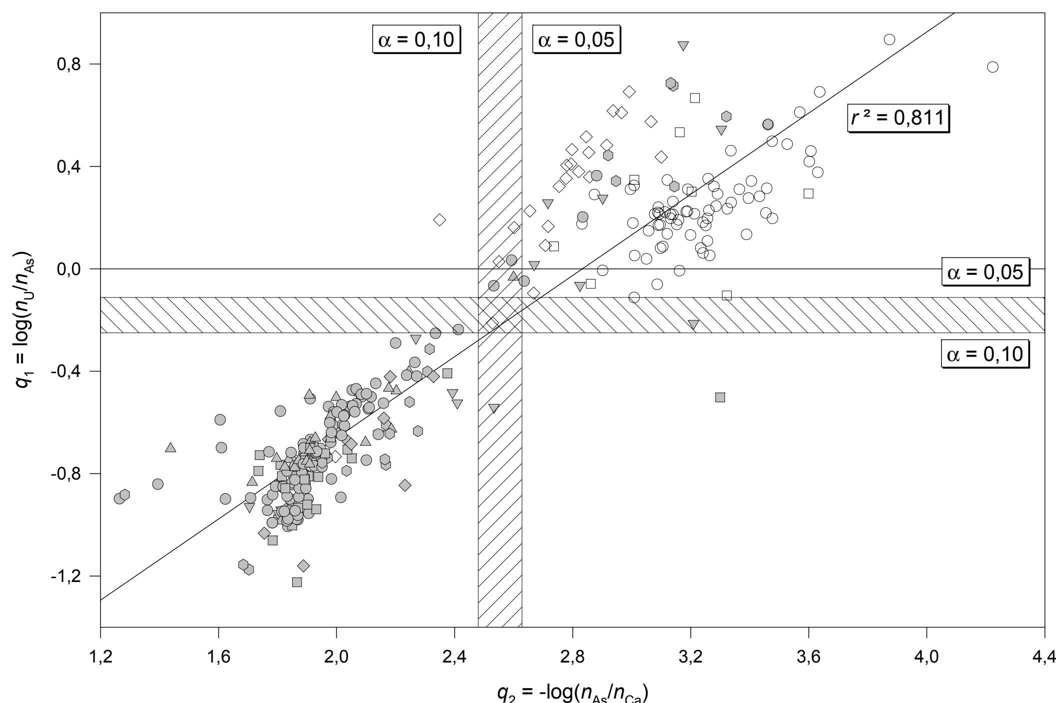


Abb. 24: log-As-Ca-U-Diagramm der Wasseranalysen von Niederschlema/Alberoda zwischen 12.4.1990 und 20.12.1994. 312 Wertepaare. $r^2 = 0,811$. Grubenwasser (gerasterte Symbole) ist durch seine Lage unterhalb der schraffierten Übergangsbereiche gekennzeichnet. Obere Grenzen des Grubenwassers: $Q_2(0,10) = 2,48$, $Q_2(0,05) = 2,63$, $Q_1(0,10) = -0,25$, $Q_1(0,05) = -0,11$. Legende s. Tab. 30. Weitere Erläuterungen im Text.

Von den vier neuen Mengen wurden Mittelwert $\bar{x}$ und Standardabweichung *s* errechnet und daraus die oberen bzw. unteren Grenzen von $Q_1(\alpha)$ und $Q_2(\alpha)$ bestimmt. Die zu testende Variable *Z* ist:

$$Z = \frac{q' - \bar{x}}{s} \tag{23}$$

Die Ergebnisse sind grafisch im log-As-Ca-U-Diagramm (Abb. 24) und der Tabelle (Tab. 32) zusammengefaßt. Im log-As-Ca-U-Diagramm läßt sich der Bereich zwischen *Q*(0,10) und *Q*(0,05) im schraffierten Bereich erkennen. Er stellt den Übergangsbereich von Sickerwässern zum Grubenwasser dar.

Tab. 32: Berechnungsergebnisse der lagerstättenspezifischen Grenzkennzahlen $Q_1(\alpha)$ und $Q_2(\alpha)$ zur Unterscheidung von Sickerwässern und Grubenwasser.

Wert	Transformation	$\bar{x}$	*s*	*n*	Grenze	*Q*(0,10)	*Q*(0,05)
q_1(G)	$\log(q_1 + 2{,}5)$	0,2616	0,0714	261	oben	-0,25	-0,11
q_2(G)	$\log(q_2)$	0,3056	0,0696	214	oben	2,48	2,63
q_1(I,S)	$\log(q_1 + 2{,}5)$	0,4427	0,0395	203	unten	-0,03	-0,11
q_2(I,S)	$\log(q_2)$	0,4870	0,0549	102	unten	2,61	2,49

6.3.2 Statistische Methoden

6.3.2.1 Einführung

Die Analysenergebnisse wurden jeweils getrennt für Sickerwässer (Typ S), Grubenwasser (Typ G) und Intermediäre Wässer (Typ I) mit statistischen Methoden untersucht. Ziel der Untersuchungen ist es, die jeweiligen Wassertypen mit statistischen Methoden zu beschreiben und deren grafische Zuordnung statistisch zu untermauern.

Sämtliche statistische Untersuchungen erfolgten auf einem 80486DX2-Prozessor mit Hilfe des Programms SigmaStat für Windows, die grafische Darstellung mit dem Grafikprogramm SigmaPlot für Windows (JANDEL SCIENTIFIC 1994b, 1994a). Als Datenbankprogramm kamen EXCEL für Windows und ACCESS für Windows (MICROSOFT CORPORATION 1993a, MICROSOFT CORPORATION 1994) zum Einsatz. Der Ausreißertest erfolgte durch einen selbstgeschriebenen Makro in EXCEL.

6.3.2.2 Ausreißer und Plausibilitätskontrolle

Einige der Werte aus den Wasseranalysen des Bergwerks Niederschlema/Alberoda weichen deutlich vom Mittelwert des jeweiligen Parameters ab. Daher mußte mit statistischen Methoden nachgewiesen werden, ob es sich um Ausreißer handelt oder ob sie der Grundgesamtheit angehören.

Ein „Ausreißer“ ist ein Wert in einer Stichprobe, der von den anderen Werten signifikant nach oben oder unten abweicht. Um zu erkennen, ob der Ausreißer der Grundgesamtheit angehört oder nicht, wurden unterschiedliche statistische Methoden in die Literatur eingeführt, von denen fünf hier exemplarisch aufgeführt seien. Die Darstellung möglicher Ausreißertests erfolgt deshalb so ausführlich, weil bei der Ausreißereliminierung stets zwei Fragen zu beantworten sind: zum einen die nach der „richtigen“ Testmethode, zum anderen die, ob ein Ausreißer überhaupt eliminiert werden soll oder nicht.

Die Signifikanz eines statistischen Tests sagt etwas darüber aus, ob Unterschiede in den Datenmengen statistisch oder systematisch bedingt sind. Sie wird durch die Wahrscheinlichkeit ausgedrückt mit der die beim Test getroffenen Annahmen nicht zutreffen. Ein Testergebnis ist meist dann signifikant, wenn die Wahrscheinlichkeit, daß die Annahme nicht zutrifft kleiner als 0,01 ist. Statistisch signifikante Testergebnisse deuten daher auf einen systematischen Zusammenhang zwischen zwei Testgrößen hin.

Liegt eine normalverteilte Stichprobe mit n Werten vor, so kann ein Ausreißer x_n mit der Sicherheit $S = 1 - \alpha$ daran erkannt werden, daß er einen Schwellenwert $x_{(u);\,1-\alpha}$ überschreitet (STANGE 1970).

Der Schwellenwert bestimmt sich zu:

$$x_{(u);\,1-\alpha} = \mu + \sigma \cdot u_{(n);\,1-\alpha} \qquad (24)$$

mit

$$u_{(n);1-\alpha} = u_{\sqrt[n]{1-\alpha}} \qquad (25)$$

wobei $u_{\sqrt[n]{1-\alpha}}$ grafisch ermittelt, errechnet oder aus Tabellen abgelesen werden kann.

DOERFFEL (1965) stellt eine ähnliche Methode nach GRAF, HENNING, GOTTSCHALK und DEHMEL (zitiert aus DOERFFEL 1965) vor. Um einen Ausreißer x_n zu erkennen, werden Mittelwert $\bar{x}$ und Standardabweichung s der Stichprobe ohne den ausreißverdächtigen Wert ermittelt. x_n kann dann als Ausreißer angesehen werden, wenn gilt:

$$x_n \; </> \; \bar{x} \pm s \cdot g(1-\alpha, n-1) \qquad (26)$$

$g(1 - \alpha, n - 1)$ wird in Abhängigkeit von der geforderten statistischen Sicherheit grafisch bestimmt und kann für $4 \leq n \leq 1000$ angewendet werden.

Der häufig verwendete NALIMOV-Test (KAISER & GOTTSCHALK 1976) oder r-Test (GOTTSCHALK & KAISER 1976) auf Ausreißer soll nicht mehr verwendet werden, da er statistisch unkorrekt ist (KAISER & MÜHLBAUER 1983). Dies äußert sich in einer Bildung von Wertekollektiven, mit einer Streuung, die nicht dem angewandten Meßverfahren entspricht.

KAISER & MÜHLBAUER (1983) stellen den SHAPIRO-WILKS-Test (W-Test) vor, bei dem ein größter Wert x_n der Stichprobe mit der Standardabweichung s dann ein Ausreißer mit der Sicherheit $S = 1 - \alpha$ ist, wenn gilt:

$$\frac{1}{(n-1)\cdot s^2}\left(\sum_{i=1}^{n/2} a_{n,n-i+1}\cdot\left(x_{n-i+1}-x_i\right)\right)^2 > w(1-\alpha) \qquad (27)$$

Voraussetzung für die Anwendung ist eine Normalverteilung der Stichprobe mit $n \geq 3$. Dieser relativ aufwendige Test kann besonders für kleine Stichproben angewendet werden, da er keine Verfälschung der Verteilung hervorruft. $w(1 - \alpha)$ kann Tabellen entnommen werden.

Von MEYER (1976) wird vorgeschlagen, einen Wert x_n aus einer $n \geq 10$ großen Stichprobe zu entfernen, wenn

$$x_n \; >/< \; \bar{x} \pm s \cdot 4 \qquad (28)$$

ist. $\bar{x}$ und s sind jeweils ohne den zu testenden Wert x_n zu berechnen.

Wegen der großen Datenmengen konnte bei den Analysen von Niederschlema/Alberoda der Test auf den Schwellenwert (STANGE 1970) angewandt werden. Er hat den Vorteil, daß ein Testalgorithmus leicht programmierbar ist und der ausreißerverdächtige Wert vor dem Test nicht eliminiert werden muß. Die statistische Sicherheit wurde mit $S = 0{,}99$ angenommen.

Die Ausreißer wurden jeweils getrennt für die verschiedenen Meßstellen ermittelt und nur dann als solche angesprochen, wenn nicht zu klären war, was den zu hohen oder zu niedrigen Wert verursachte. Ergänzende Plausibilitätskontrollen unterstützten in allen Fällen die Entscheidungsfindung. Ein Wert, der lediglich durch den Ausreißertest nicht in die Stichprobe paßte, aber bei der Plausibilitätskontrolle richtig zu sein schien, wurde nicht aus dem Datensatz entfernt. Von den 8611 Einzelwerten mußten nach Ausreißertest und Plausibilitätskontrolle 0,6 % (52 Stück) eliminiert werden.

6.3.2.3 Mittelwert

Für jeden Wassertyp errechnen sich die Mittelwerte der untersuchten Parameter nach Gleichung 29 (Tab. 28).

$$\overline{x} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i \qquad (29)$$

Da der Mittelwert ausreißerempfindlich ist, erfolgte der Test nur an ausreißerfreiem Datenmaterial. Bereits ein einziger zu großer oder kleiner Analysenwert kann ein Ergebnis vortäuschen, das den wirklichen Verhältnissen nicht entspricht. In den Boxplots hingegen sind für jede Meßstelle die Mittelwerte des gesamten Datenbestandes eines Parameters dargestellt.

6.3.2.4 Standardabweichung

Wie beim Mittelwert erfolgte auch die Bestimmung der Standardabweichungen (Gleichung 30) an ausreißerfreien Datensätzen. Durch die Standardabweichung läßt sich erkennen, wie stark Meßwerte um den Mittelwert streuen (DAVIS 1986). Da die Standardabweichung bei n = 2 der Hälfte des Betrags aus der Differenz beider Meßwerte entspricht, sind die Standardabweichungen in der Tabelle (Tab. 28) nur dann angegeben, wenn die Anzahl der Meßwerte n größer als 3 ist. Von der Angabe der relativen Standardabweichungen MSD (mean standard deviation) wurde abgesehen, da sie durch Division leicht aus dem Mittelwert $\overline{x}$ und der Standardabweichung s errechenbar ist.

$$s = \sqrt{s^2} = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \overline{x})} \qquad (30)$$

Am Beispiel des Ca ist zu sehen, daß die Werte für Sickerwässer weniger stark um den Mittelwert streuen als die der Grubenwässer.

6.3.2.5 Nichtparametrische Varianzanalyse (KRUSKAL-WALLIS Test)

Es soll getestet werden, ob die Wassertypen S, I und G signifikant unterschiedlich voneinander sind oder ob Typ I möglicherweise dem Typ S oder G angehört. Dazu wird üblicherweise die Varianzanalyse oder ANOVA (Analysis of Variance) mit der folgenden Nullhypothese angewandt (DAVIS 1986, JANDEL SCIENTIFIC 1994b):

H_0: $\mu_1 = \mu_2 = \ldots = \mu_n$

Sobald wenigstens eine Varianz μ sich signifikant von den anderen unterscheidet, ist die Nullhypothese zu verwerfen.

Bei nichtnormalverteilten Stichproben wird stattdessen die ANOVA des Ranges (KRUSKAL-WALLIS Test) verwendet, deren Testgröße H folgendermaßen definiert ist (DAVIS 1986):

$$H = \frac{12}{N \cdot (N+1)}\sum_{j=1}^{k}\frac{\left(R_k - n_k \cdot (N+1)/2\right)^2}{n_k} \qquad (31)$$

mit $N = \sum_{j=1}^{k} n_k$ und $R_k = \sum_{i=1}^{n_k} R(x_{ik})$, wobei $R(x_{ik})$ der i-te Rang der k-ten Beprobung ist.

H gehorcht bei großen Datenmengen annähernd einer χ^2-Verteilung, so daß die kritischen Grenzen von H in Abhängigkeit vom Freiheitsgrad $\nu = k - 1$ und der statistischen Sicherheit $S = 1 - \alpha$ Tabellen der χ^2-Verteilung entnommen werden können.

Für die wichtigsten Parameter der Wasseranalysen von Niederschlema/Alberoda sind alle Wahrscheinlichkeiten P der Nullhypothese < 0,0001 (Tab. 33), so daß sie verworfen werden muß. Folglich sind die Typen S, I und G eigenständige Wassertypen mit signifikant voneinander unterschiedlichem Chemismus.

Tab. 33: Ergebnis der statistischen Auswertung einiger Hauptparameter mit dem KRUSKAL-WALLIS Test (nichtparametrische Varianzanalyse des Ranges). Kritische Werte der χ^2-Verteilung mit den Sicherheiten α = 0,01, α = 0,05 und α = 0,10. Freiheitsgrad ν für alle Auswertungen 2.

Parameter	*H*	*P* (α = 0,05)	Freiheitsgrade	Kritischer Wert		
			ν	α = 0,01	α = 0,05	α = 0,10
As	333,4	< 0,0001	2	9,21	5,99	4,61
U	307,1	< 0,0001				
Ca	150,0	< 0,0001				
Mg	171,9	< 0,0001				
Na	127,9	< 0,0001				
SO_4^{2-}	281,4	< 0,0001				
Cl	277,3	< 0,0001				
HCO_3^-	193,2	< 0,0001				
PO_4^{3-}	52,1	< 0,0001				
Ra	173,5	< 0,0001				
pH	176,4	< 0,0001				

6.3.2.6 Multipler Vergleich (DUNN Test)

Um die grafische Zuordnung der einzelnen Meßstellen zu den Wassertypen S, I und G statistisch zu überprüfen, kann ein multipler Vergleich angewendet werden, der mehrere Stichproben jeweils einzeln miteinander vergleicht. Der DUNN Test ist auf alle nichtnormalverteilten Stichproben mit ungleicher Varianz anwendbar (JANDEL SCIENTIFIC 1994b).

Es werden die Differenzen aus den Mittelwerten der Ränge, der Abstand der Differenzen *p*, die Prüfgröße *Q* und die Wahrscheinlichkeit *P* berechnet. *Q* ist ein Maß für den Unterschied zwischen den Stichproben, wobei davon auszugehen ist, daß der Unterschied zwischen den Stichproben bei großem *Q* signifikant ist. Wenn *P* kleiner als 0,05 ist, dann ist die Annahme eines signifikanten Unterschieds zwischen den beiden Stichproben mit weniger als 5%iger Wahrscheinlichkeit falsch.

Zur Überprüfung der Einteilung in drei Wassertypen wurden die Parameter As, U, Ca, Mg, Na, SO_4^{2-}, Cl und HCO_3^- miteinander verglichen. Bei $Q > 10$ ist der Unterschied zwischen den Meßstellen signifikant, d. h. sie dürfen nicht in einem Wassertyp zusammengefaßt werden, während bei $Q < 1,0$ eine Ähnlichkeit nicht auszuschließen ist. Aus der Zuordnungstabelle (Tab. 57) läßt sich ablesen, daß die Einteilung aufgrund grafischer Kriterien (Tab. 30) als statistisch abgesichert gelten kann.

6.3.2.7 Korrelation (PEARSON Product Moment Korrelation)

Ein Maß für die lineare Abhängigkeit zweier Variablen ist der Korrelationskoeffizient r_P, der sich aus der parametrischen Korrelation (PEARSON Product Moment Korrelation) ergibt. Dazu wird die Kovarianz COV_{jk} der Variablen gebildet und durch das Produkt der Standardabweichungen $s_j \cdot s_k$ dividiert (YAMANE 1976):

$$r_{jk} = \frac{COV_{jk}}{s_j \cdot s_k} \quad (32)$$

wobei:

$$COV_{jk} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^{n} \left((x_{ij} - s_j) \cdot (x_{ik} - s_k) \right) \quad (33)$$

Die Werte von r_P bewegen sich zwischen –1 und +1, wobei das Vorzeichen angibt, ob eine negative oder positive Korrelation besteht (JANDEL SCIENTIFIC 1994b). Aus einem Korrelationskoeffizienten von 0 läßt sich schließen, daß keine Korrelation zwischen den beiden Parametern existiert. Je größer hingegen der Betrag von r_P ist, desto größer ist die Korrelation zwischen den beiden Parametern, ohne daß sich daraus sogleich eine Abhängigkeit der beiden ergäbe.

Nach jeder Korrelation wird getestet, ob der Korrelationskoeffizient r_P signifikant von 0 unterschiedlich ist. Die zugehörige zweiseitige Null- und Gegenhypothese lautet (YAMANE 1976):

H_0: $r_{jk} = 0$

H_1: $r_{jk} \neq 0$

Die Wahrscheinlichkeit der *t*-Statistik mit dem Freiheitsgrad $\nu = n - 2$,

$$t = \frac{r_{jk}}{\sqrt{\frac{1 - r_{jk}^2}{\nu}}} \tag{34}$$

ergibt sich aus der zweiseitigen Dichtefunktion der *t*-Verteilung:

$$P(t \mid \nu) = 1 - F(t \mid \nu) \tag{35}$$

Sobald $P(t \mid \nu)$ größer als 0,05 ist, muß die Nullhypothese verworfen werden, und der Korrelationskoeffizient r_P ist nicht signifikant.

In der Tabelle der Korrelationen (Tab. 58, Tab. 59) sind neben dem Korrelationskoeffizienten r_P auch die Wahrscheinlichkeiten *P* tabelliert. Bei Parameterkombinationen die weniger als 4 Wertepaare bilden, läßt sich kein Korrelationskoeffizient berechnen. Diese Paarungen sind mit ./. tabelliert.

Um die große Datenmenge in den Tabellen darzustellen, werden die unten tabellierten Symbole verwendet. Somit ergibt sich für alle Parameterkombinationen mit den Symbolen ++< und --< die größte Korrelation mit der größten Signifikanz. Nicht dargestellt sind Parameter, die keine signifikant hohe Korrelation zu anderen Parametern zeigen. Dazu gehören beispielsweise NH_4^+ oder Cd.

Signatur	Regressionskoeffizient (PEARSON Korrelation)	Prüfgröße *P*
++<	$1{,}00 \geq r \geq 0{,}60$	$P < 0{,}1$
- -<	$-1{,}00 \leq r \leq -0{,}60$	$P < 0{,}1$
+++	$1{,}00 \geq r \geq 0{,}80$	$P \geq 0{,}10$
++	$0{,}80 > r \geq 0{,}60$	$P \geq 0{,}10$
+	$0{,}60 > r \geq +0{,}00$	vgl. Tab. 58
-	$-0{,}60 < r \leq -0{,}00$	vgl. Tab. 58
- -	$-0{,}80 < r \leq -0{,}60$	$P \geq 0{,}10$
- - -	$-1{,}00 \leq r \leq -0{,}80$	$P \geq 0{,}10$
<		$P < 0{,}10$
>		$P \geq 0{,}10$
<<		$P < 0{,}10$, $n \leq 8$
./.	$n < 3$, Korrelation nicht möglich	

6.3.3 Zeitliche Entwicklung

6.3.3.1 Einleitung

Durch die unterschiedliche Art des Wasser-Gebirge-Kontakts bestimmt, zeigen die drei Wassertypen im vierjährigen Untersuchungszeitraum ungleiche zeitliche Entwicklungen der Größen ihrer Inhaltsstoffe und physikalisch-chemischen Eigenschaften. Am deutlichsten ist die zeitliche Variation beim Typ G, während die Typen S und I nahezu konstante Eigenschaften besitzen. Sickerwässer des Typs S stehen zwischen wenigen Tagen und drei Monaten mit dem Gebirge in Kontakt, bevor sie entweder von der Sohle -540 aus nach übertage gepumpt werden oder weiter hinab in das Grubengebbäude fließen. Es sind junge meteorische Wässer, in denen die Massenkonzentationen der Inhaltsstoffe relativ gering sind.

Grubenwasser des Typs G hält sich teilweise bereits seit über vier Jahren im Grubengebäude auf und befindet sich vom Eintritt in den unterirdischen Teil des Wasserkreislaufs an bis heute im Kontakt mit dem Gebirge bzw. den Oberflächen im Grubengebäude. Durch die lange Kontaktzeit konnte sich das Wasser zum Teil hoch mit Elementen anreichern, wobei die Massenkonzentration einerseits von der Verweilzeit, andererseits von den geochemischen Eigenschaften des Gebirges abhängen.

Intermediäre Wässer des Typs I stehen ihrem Charakter nach zwischen denen des Typs G und S. Es sind Sickerwässer, die meist in einem Schacht auftreten, in dem sich – aus welchen Gründen auch immer – noch keine Konvektionszelle aufgebaut hat (vgl. Kapitel 7.7).

Allen Zeitverläufen ist etwa ab 1993 eine Abnahme der Streuung in den Einzelwerten gemein. Dies deutet auf eine exaktere Bestimmung in den beiden Labors hin, die zu einer Erhöhung der Reproduzierbarkeit führt. Nach einer zusammenfassenden Darstellung der jeweiligen Wassertypen in den Kapiteln 6.3.3.2 … 6.3.3.4 folgt eine Darstellung einiger wesentlicher Wasserinhaltsstoffe und physikalischer Kennwerte in den Kapitel 6.3.3.5 … 6.3.3.16.

6.3.3.2 Typ S

Insgesamt haben sich die Wässer des Typs S während des Untersuchungszeitraums in ihren physikochemischen Eigenschaften fast nicht verändert.

Nur NO_3^- und O_2 sowie Leitfähigkeit und Gesamteisenmassenkonzentration lassen eine zeitliche Abhängigkeit erkennen. Alle anderen Parameter besitzen entweder keine zeitliche Variation oder nur eine solche, die statistisch nicht signifikant ist.

Die Massenkonzentrationen von NO_3^- und O_2 weisen einen mit der Jahreszeit variierenden, gegenläufigen Gang auf, der für NO_3^- im ersten Halbjahr, für O_2 im zweiten Halbjahr ein Maximum hat. Solch ein, jedoch teufenabhängiges, Verhalten kann während der Stagnationsperiode in Seen beobachtet werden (STUMM & MORGAN 1981), wo infolge der Photosynthese die Sauerstoffkonzentration mit zunehmender Stickstoffkonzentration abnimmt. Daher kann angenommen werden, daß für diesen jahreszeitlichen Verlauf neben Stoffeinträgen aus der Landwirtschaft der jahreszeitliche Wechsel des Stoffumsatzes bei der Photosynthese eine Rolle spielt.

Für die leichte Abnahme der Leitfähigkeit (r^2 = 0,12), die mit nicht signifikanten Abnahmen der Kalium-, Chlorid- und Phosphatmassenkonzentration einhergeht, dürfte vermutlich die Abnahme des Düngemitteleinsatzes verantwortlich sein, die nach dem Zusammenbruch des SED-Regimes mit dem Niedergang der LPGs (Landwirtschaftliche Produktionsgenossenschaft) verbunden war. Da die Düngemittel zum Teil Eisen enthalten, beim in der DDR eingesetzten Tangermünder Universaldünger ausgewiesenermaßen als Spurenelement (VOIGT 1990), läßt sich die Abnahme der Eisenmassenkonzentration (r^2 = 0,17) möglicherweise ebenfalls damit erklären.

Andere Parameter zeigen eine geringe, nicht signifikante zeitliche Abhängigkeit ($r^2 \leq 0{,}10$: As, U, pH, HCO_3^-, GH, Ra, Al, H_2SiO_3). Dafür könnte die Zunahme der Analysenreproduzierbarkeit verantwortlich zu sein, die sich auf den Zahlenwert des Regressionskoeffizienten auswirkt.

6.3.3.3 Typ I

Eine zeitliche Veränderung der Wässer des Typs I ist nur bei Uran und Natrium vorhanden. Alle anderen Parameter scheinen zwar zur Abnahme zu neigen, wegen der geringen Datenmenge und einer teilweise starken Streuung ist diese allerdings nicht zahlenmäßig faßbar.

Worauf der tendenzielle Anstieg der Uran- und der Abfall der Natriummassenkonzentration zurückzuführen ist, läßt sich nicht mit Sicherheit feststellen. In beiden Fällen ist der Regressionskoeffizient r^2 gering (U: r^2 = 0,11, Na: r^2 = 0,43), aber signifikant.

Als Erklärung dafür bietet sich die Art des Wasserzutritts an, die oben dargestellt ist (Kapitel 4.7). Leicht lösliche U(VI)-Verbindungen werden vom einsickernden Wasser gelöst, da jedoch nur wenig

vererztes Material umströmt wird, ist der Anstieg relativ gering. Umgekehrt beruht der Abfall der Natriummassenkonzentration auf einem Verdünnungseffekt, der durch das Zufließen einsickernden Wassers hervorgerufen wird.

6.3.3.4 Typ G

Unterschiedliche zeitliche Änderungen kennzeichnen Wasser des Typs G, bei dem etwa die Hälfte aller Parameter eine deutliche Zeitabhängigkeit hat. Diese kann wie folgt gegliedert werden:

- kontinuierlicher Anstieg: SO_4^{2-}, Na, K, Ra, Leitf, Fe(II), NKH, Fe(III), Sr
- Anstieg bis Konstanz: Ca, Mg, AR, HCO_3^-, GH, Temperatur, KH, Al, H_2SiO_3
- Abfall: pH, CSB, Pb, Co, Mo, CO_3^{2-}, TOC
- Abfall bis Konstanz: Cl
- schwankend: As, U, PO_4^{3-}
- nicht genügend Werte: OH^-, Hg, Ag, H_2S, Be, Li, Cs, U, Br, I, Rb, Th
- keine Abhängigkeit: NO_3^-, Eh, Fe(ges), Cu, Cr, Cd, Se, Sb, F, B, Bi
- ± konstante Werte: Mn, Zn, O_2, FR, NH_4^+, Ni, NO_2^-, Ba

Im wesentlichen sind die starken Anstiege der Massenkonzentrationen seit dem ersten Quartal 1994 abgeschlossen, beim Arsen und Phosphat zeigt sich bereits ein Rückgang der Massenkonzentration. Uran hingegen nimmt nach wie vor zu, da mit dem Anstieg des Grubenwassers in höher gelegene, ältere Grubenbaue Oberflächen verfügbar sind, die bereits lange Zeit den oxidierenden Bedingungen der Grubenwetter ausgesetzt waren. Das Lösungsverhalten von Arsen und Uran steht nahezu im Einklang mit den Ergebnissen der Säulenversuche, die an anderer Stelle (Kapitel 5.3) beschrieben wurden. Dafür ist jedoch nicht nur das geochemische Verhalten der beiden Elemente verantwortlich, sondern auch eine Abnahme der Arsengehalte in den Erzgängen zu den oberen Sohlen hin (SDAG WISMUT 1991). Uran ist in etwa gleichbleibenden Mengen in den Gängen vorhanden. Da die Massenkonzentrationen von Ca, Mg und Hydrogenkarbonat nicht mehr ansteigen, scheinen Calcit und Dolomit mit dem Grubenwasser im Lösungsgleichgewicht zu sein.

6.3.3.5 pH-Wert

Im Untersuchungszeitraum befand sich der pH-Wert des Flutungswassers im Pufferbereich des Calcits und Dolomits (Abb. 100). In den Sickerwässern liegt der pH-Wert im Durchschnitt bei 7,8 und zeigt keine signifikante zeitliche Variation.

Ähnliches gilt für den pH-Wert des Grubenwassers (Abb. 25), der mit einem Durchschnitt von 7,1 geringfügig unter dem der Sickerwässer und somit im neutralen Bereich liegt. Eine Abhängigkeit vom Meßpunkt ist nicht festzustellen.

Zur künftigen pH-Wert-Entwicklung wird in Kapitel 6.3.4.2 eine Prognose abgegeben.

6.3.3.6 Redoxpotential

Wie sich aus chemisch-thermodynamischen Gleichgewichtsberechnungen (Kapitel 6.4) ergibt, ist das Redoxpotential für die Gleichgewichtseinstellung der interessierenden Phasen im Grubenwasser Niederschlema-Alberoda von großer Bedeutung. Dennoch liegen insgesamt nur wenige Redoxmessungen aus den Sickerwässern und dem Grubenwasser vor (Abb. 26, Abb. 99). Desweiteren weichen die in-situ-Meßergebnisse mit einer mobilen Multiparametersonde (LogIn GmbH, Gommern) zum Teil erheblich von den vor Ort im Probennahmebehälter gemessenen Potentialen ab.

Die wenigen Messungen in den Sickerwässern (n = 8) liegen einheitlich bei 400 mV, die des Grubenwassers hingegen schwanken von 80 … 450 mV (n = 38; $\overline{x}$ = 280; s = 113, Mittelwert nur aus den Analysen, die WATEQ4F zur Berechnung verwendete). Bei diesem relativ großen Bereich von Meßergebnissen stellt sich daher die Frage danach, welche Redoxpotentiale im Grubenwasser wirklich vorliegen.

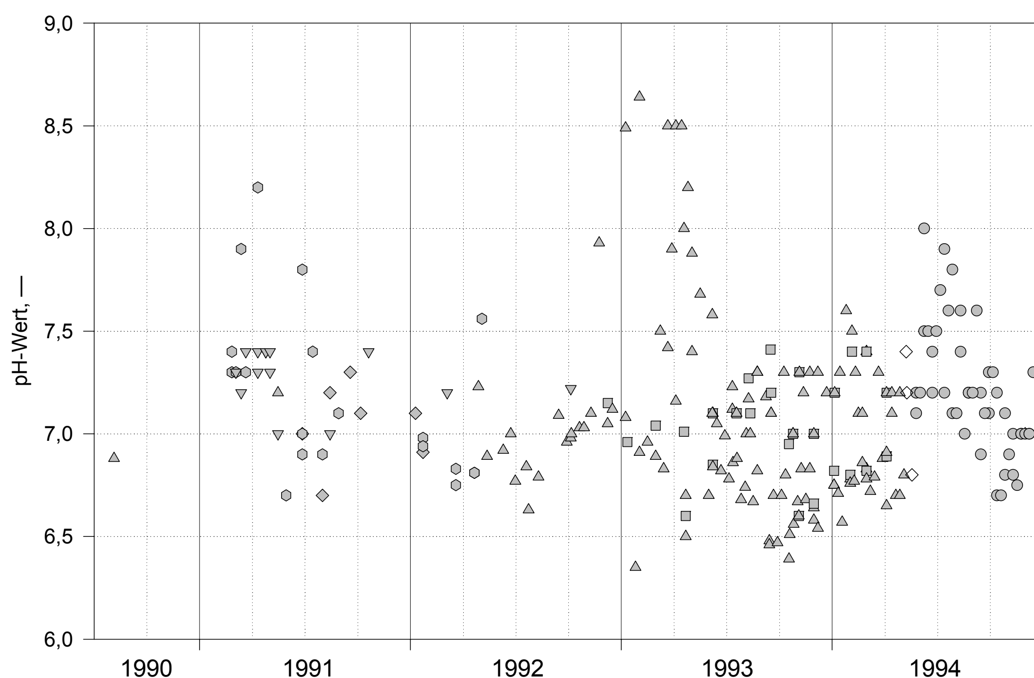


Abb. 25: Zeitliche Entwicklung des pH-Werts für Wasser des Typs G zwischen Juli 1990 und Dezember 1994. 246 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

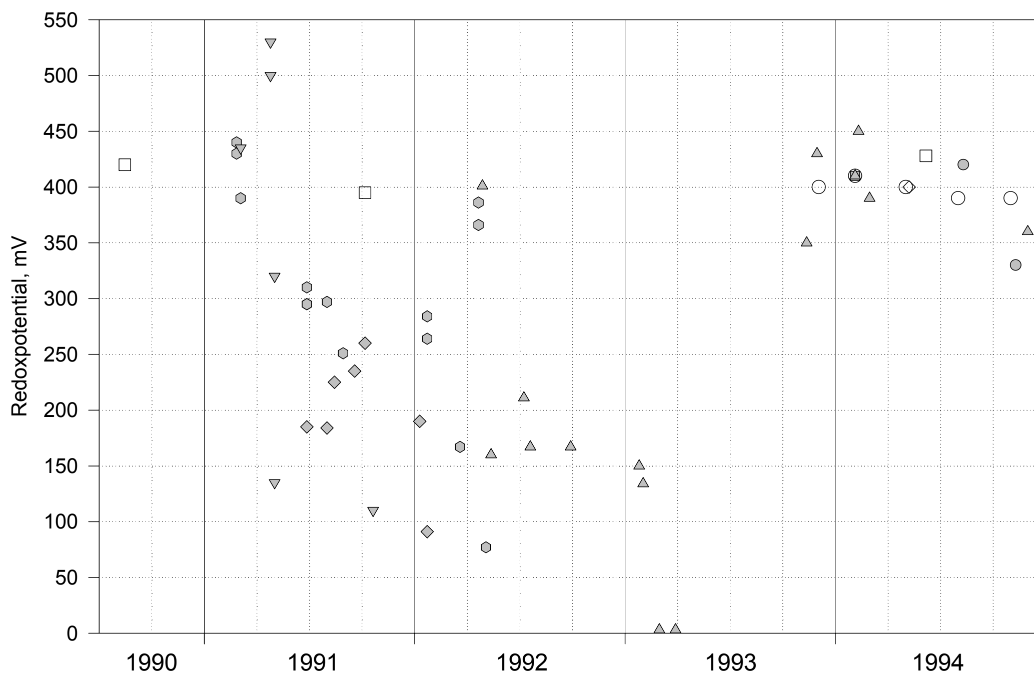


Abb. 26: Zeitliche Entwicklung des Redoxpotentials für Wasser des Typs G (46 Wertepaare) und des Typs S (8 Wertepaare; offene Kreise und Quadrate) zwischen Juli 1990 und Dezember 1994.

Um dies festzustellen, wurden die Verhältnisse der Massenkonzentrationen von NO_3^-, NH_4^+, Fe^{3+} und Fe^{2+} im Grubenwasser mit den Eh-Bereichen verglichen, in denen diese Redoxpaare in Redoxreaktionen miteinander reagieren. Für beide Redoxpaare ergibt sich größenordnungsmäßig ein Eh-Bereich von 200 … 400 mV, wie er sich aus dem Mittelwert der Redoxpotentiale bestimmt. Im Gegensatz dazu stehen die in situ gemessenen Werte von -50 … +50 mV und etwa 200 mV im Schacht 296 II b. In der Literatur werden für primäre Grubenwässer -100 bis +200 mV und für oxidierte Grubenwässer +120 bis +830 mV angegeben (Baas Becking et al. 1960). Pačes (1969) ermittelte in Grubenwässern von Joachimsthal -89 … +57 mV. Eine Überschlagsrechnung mit dem chemisch-thermodynamischen Gleichgewichtsprogramm PHREEQE zeigt eine Gleichgewichtseinstellung zwischen Wasser und den wichtigsten Mineralphasen bei etwa +150 mV (van Berk 1995, pers. Mitt.). Basierend auf dem Mittelwert und der doppelten Standardabweichung ergibt sich daher ein interessierender Bereich von 50 … 500 mV.

Beide Arten von Messungen, die in situ und die vor Ort, sind im Bereich des möglichen. Eine endgültige Entscheidung darüber, welche Redoxpotentiale „wirklich“ im Grubenwasser vorhanden sind, läßt sich zum jetzigen Zeitpunkt nicht treffen.

Bei der chemisch-thermodynamischen Gleichgewichtsberechnung der Grubenwasseranalysen wurde das Redoxpotential des Grubenwassers in Anlehnung an den Mittelwert von 280 mV auf 300 mV festgelegt.

6.3.3.7 Gesamthärte

Die Gesamthärten der Sickerwässer betragen 30 °d, die während der 4 Jahre des Bearbeitungszeitraums nahezu konstant blieben. Welche Ursachen für den tendenziellen Rückgang von wenig über 30 °d auf wenig unter 30 °d verantwortlich sind, läßt sich nicht sagen.

Von 1991 bis Ende 1993 nahm die Gesamthärte des Grubenwassers stetig zu. Sie lag zu Beginn der Flutung bei 30 … 40 °d und erreichte 1993 etwa 80 °d, um von diesem Zeitpunkt an nur noch geringfügig anzusteigen (Abb. 27). Da Calcit und Dolomit im Grubenwasser gesättigt oder leicht übersättigt sind (Tab. 37), ist das Verhalten der Gesamthärte, die gut mit Ca, Mg, HCO_3^{2-} und SO_4^{2-} korreliert (Tab. 58), verständlich.

6.3.3.8 Abdampfrückstand („Gesamtmineralisation“)

In den Sickerwässern betrug der Abdampfrückstand etwa 800 mg L^{-1}, dessen zahlenmäßiger Wert Ende 1994 leicht zurückging.

Während des Bearbeitungszeitraums nahm der Abdampfrückstand im Grubenwasser stetig zu (Abb. 28). Er lag anfänglich bei 1500 … 2000 mg L^{-1}, um am Schluß einer annähernd linearen Erhöhung bis Ende 1993 rund 3000 mg L^{-1} zu erreichen. Im Jahre 1994 blieb der Abdampfrückstand bei etwa 3000 mg L^{-1}, um im letzten Quartal 1994 nochmals kurz auf 3300 mg L^{-1} anzusteigen. Ob es sich dabei um einen anhaltenden Anstieg handelt oder nur um einen kurzfristigen, ist aus dem vorhandenen Datenmaterial nicht ablesbar.

Die sechs Wasserinhaltsstoffe Ca, Mg, Na, SO_4^{2-}, Cl^- und HCO^{3-} korrelieren fast alle gut mit dem Abdampfrückstand und tragen den Hauptteil dazu bei. Da ihre Massenkonzentrationen am Ende des Bearbeitungszeitraumes nicht mehr wesentlich anstiegen, ist ein weitergehender Anstieg des Abdampfrückstandes wie zwischen 1991 und 1993 nicht wahrscheinlich. Nur bei deutlichem Unterschreiten des pH-Bereichs des Karbonatpuffers (ca. pH 5) werden wieder größere Mengen an Ionen in Lösung gehen.

In den Sickerwässern betrug der Abdampfrückstand etwa 800 mg L^{-1}, dessen zahlenmäßiger Wert Ende 1994 leicht zurückging.

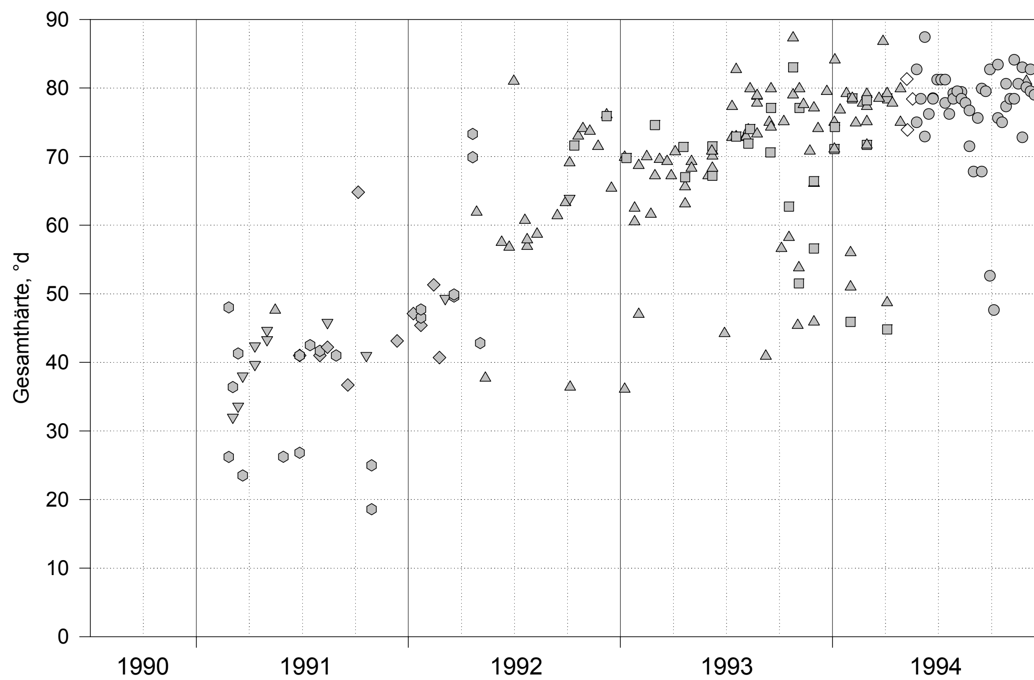


Abb. 27: Zeitliche Entwicklung der Gesamthärte für Wasser des Typs G zwischen Januar 1991 und Dezember 1994. 213 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

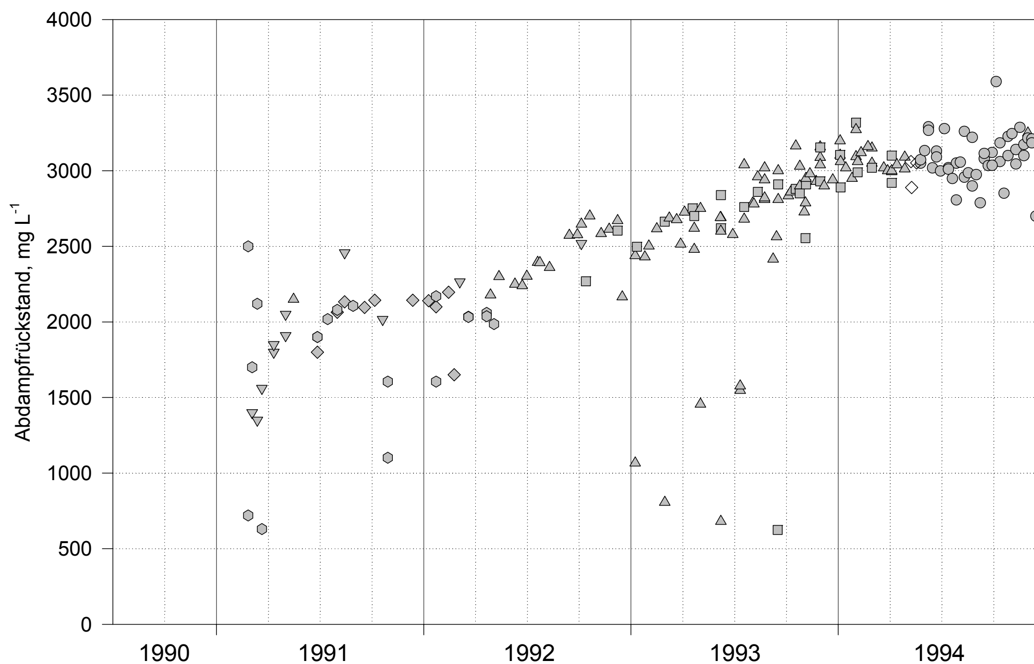


Abb. 28: Zeitliche Entwicklung des Abdampfrückstands für Wasser des Typs G zwischen Januar 1991 und Dezember 1994. 199 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

6.3.3.9 Uran

In den Sickerwässern bewegte sich die Uranmassenkonzentration von 1990 bis 1994 regelmäßig zwischen 0,5 und 1 mg L^{-1} (Abb. 29). Sie liegt damit zwar über dem weltweiten Hintergrundwert (0,006 mg L^{-1}; KOCZY, TOMIC & HECHT 1957), nicht aber über dem mit geogen erhöhten Urankonzentrationen (2,9 mg L^{-1}; GERMANOV et al. 1958).

Im Grubenwasser ist in den ersten beiden Quartalen des Jahres 1993 ein Abfall der Uranmassenkonzentration vorhanden (Abb. 30). Bei den Berechnungen mit WATEQ4F ist dieser Abfall derart erkennbar, daß die Sättigungskoeffizienten (s. Kapitel 6.4.3) der am wenigsten untersättigten Uranphasen ein Minimum aufweisen (Schoepit, Rutherfordin, Ianthinit). Ursache für diesen Abfall könnten Verdünnungseffekte durch Sickerwässer sein, Aufsteigen des Grubenwassers innerhalb eines Bereichs mit geringeren Urangehalten des Gesteins, Adsorption an Tone bzw. organische Substanzen oder eine zeitlich unterbrochene Durchmischung des Grubenwassers. Interessanterweise fällt der Abfall der Uranmassenkonzentration mit dem Anstieg der Grubenwassertemperatur zusammen, wie er unter anderem im Schacht 366 II b beobachtet wurde. Da Uran mit steigender Temperatur weniger gut löslich ist, ist ein Zusammenhang recht wahrscheinlich (LANGMUIR 1978). Die positive Korrelation des Urans mit der Temperatur (Tab. 58) unterstützt diese Vermutung.

Ab dem 3. Quartal 1993 beginnt die Uranmassenkonzentration mit größerer Geschwindigkeit als vorher anzusteigen. Ende 1994 werden Massenkonzentrationen von 4 … 5 mg L^{-1} erreicht, was gegenüber den Sickerwässern einer Anreicherung um das 4 … 5fache entspricht. Uran korreliert gut mit Hydrogenkarbonat (r_P = 0,63; P << 0,01) und der Gesamthärte (r_P = 0,72; P << 0,01), die beide einem Plateau zustreben zu scheinen. Daher wird sich beim Uran möglicherweise ein ähnliches Verhalten einstellen, auch wenn die Regression (Kapitel 6.3.4.5) einen weiteren Anstieg vermuten läßt.

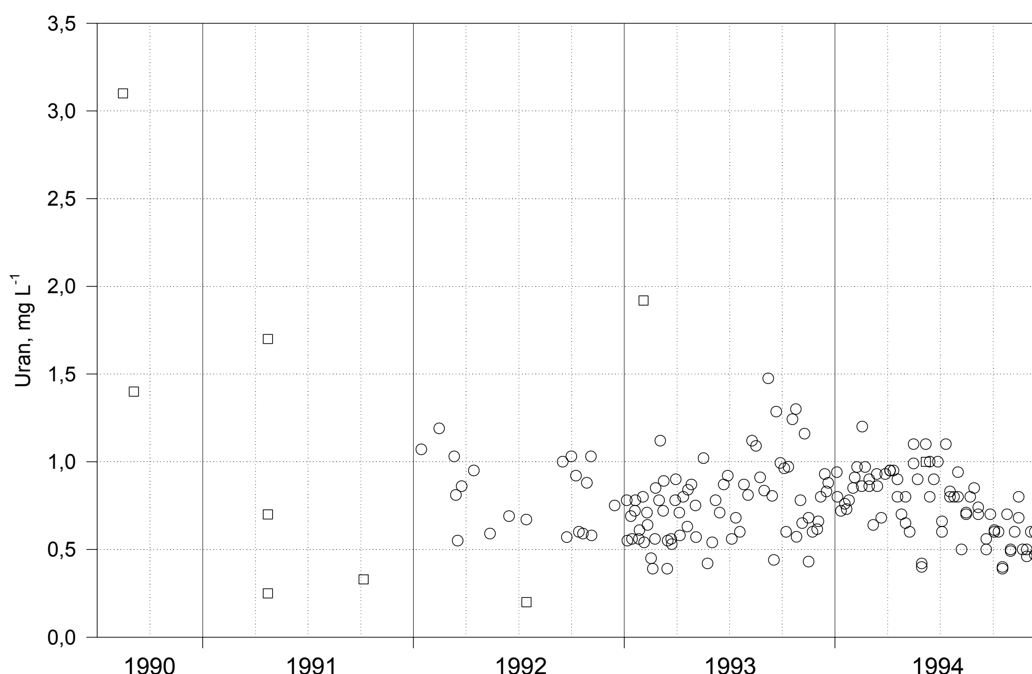


Abb. 29: Zeitliche Entwicklung der Uranmassenkonzentration für Wasser des Typs S zwischen Juli 1990 und Dezember 1994. 176 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

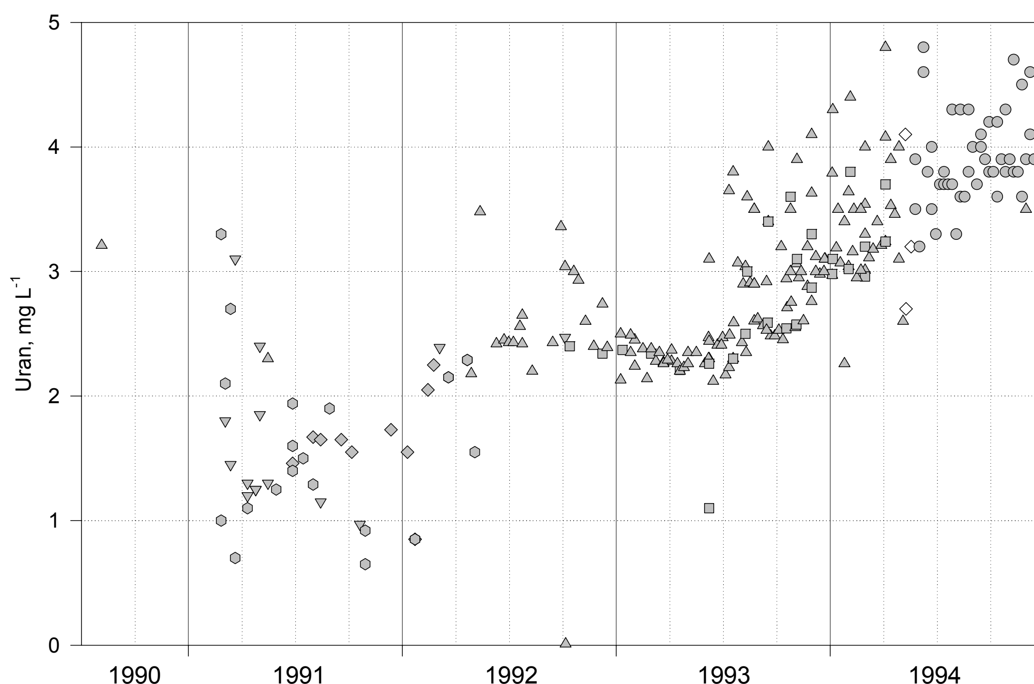


Abb. 30: Zeitliche Entwicklung der Uranmassenkonzentration für Wasser des Typs G zwischen Juli 1990 und Dezember 1994. 260 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

6.3.3.10 Arsen

In den Sickerwässern blieb die Arsenmassenkonzentration relativ konstant zwischen 0 und 0,2 mg L^{-1} (Abb. 31). Ergebnisse gleicher Größenordnung zeigen Grundwässer der ähnlichen Lagerstätte von St. Joachimsthal, die bei vergleichbaren pH-Werten (6,7 … 7,8) Arsenmassenkonzentrationen von 0,05 … 0,28 mg L^{-1} aufweisen (n = 4, PAČES 1969).

Von Anfang 1991 bis Ende 1992 stieg die Arsenmassenkonzentration im Grubenwasser hingegen kontinuierlich von 0,1 mg L^{-1} bis 7 mg L^{-1} an (Abb. 32). Ab Anfang 1993 fiel sie von diesem Wert ab, um Ende 1994 einen Wert von 4 … 5 mg L^{-1} anzunehmen. Die gute Korrelation des Arsens mit Hydrogenkarbonat ist durch den gleichgearteten Anstieg beider Parameter bis Mitte 1993 bedingt. Eine jahresweise Korrelation belegt den Rückgang in der Korrelation beider Parameter ab 1993:

- 1991 $r_P = 0,83$ $P < 0,01$ $n = 27$
- 1991 … 1992 $r_P = 0,90$ $P < 0,01$ $n = 60$
- 1991 … 1993 $r_P = 0,74$ $P < 0,01$ $n = 131$
- 1991 … 1994 $r_P = 0,62$ $P < 0,01$ $n = 208$

Von den anderen Parametern des Grubenwassers zeigt nur das Phosphat ein zeitliches Verhalten, das dem des Arsens ähnelt und sich in der guten Korrelation beider Parameter widerspiegelt ($r_P = 0,61$, $P < 0,01$). Da im Skorodit ($FeAsO_4.2H_2O$), der am geringsten untersättigten Arsenphase, stets eine Teil des Arsens diadoch von Phosphor ersetzt wird (VON PHILIPSBORN 1967), liegt die Vermutung nahe, daß ein Teil des Phosphats im Grubenwasser aus dem Skorodit stammt.

Wie die Gleichgewichtsberechnungen für die Arsenphasen zeigen, sind alle primären Arsenminerale im Grubenwasser deutlich untersättigt (-60 < SI < -8). Lediglich ein in der Natur nicht vorkommendes Bariumarsenat ($Ba_3(AsO_4)_2$) ist im Grubenwasser übersättigt (SI ≈ +11) und wird ausfallen, sofern es sich aus kinetischen Gründen bilden kann. Offensichtlich besteht zwischen der Arsenmassenkonzentration und den berechneten chemischen Gleichgewichtseinstellungen kein

Zusammenhang. Daher müssen für die Kontrolle der Arsenmassenkonzentration andere Gründe verantwortlich sein.

Arsen wird im Wasser zu 22 … 55% adsorptiv an Oxide und Hydroxide gebunden (Spalte As kolloidal in Tab. 41). Es ist dann nicht mehr im Wasser gelöst, sondern „haftet" an der Oberfläche dieser Feststoffphasen. Die Stärke der Bindung zwischen Oxid oder Hydroxid und Arsen ist von der Ladung an der Oberfläche des Oxids oder Hydroxids abhängig. Diese wiederum wird vom pH-Wert beeinflußt. Bei positiver Ladung der Oberfläche kann sich AsO_4^{3-} an die Oxide oder Hydroxide binden, bei negativer Ladung hingegen wird es in das Grubenwasser freigesetzt. Der pH-Wert, bei dem die Oxid- oder Hydroxidoberfläche neutral geladen ist, wird als pH_{ZPO} (pH des Ladungsnullpunktes – ***z****ero* ***p****oint of* ***c****harge*) bezeichnet. Für FeOOH liegt er bei pH 7,8 und für *ß*-MnO_2 bei pH 7,2 (STUMM & MORGAN 1981).

Eine weitere Ursache für den Rückgang der Arsenmassenkonzentration im Grubenwasser könnte ein Verdünnungseffekt sein. Aus Betriebsunterlagen der SDAG Wismut (1991) ist bekannt, daß mit zunehmender Teufe der Arsengehalt im Gebirge zunahm. Der ansteigende Grubenwasserspiegel gelangt daher in Bereiche mit geringeren Arsengehalten im Festgestein. Demzufolge wird in den oberen Teilen des Grubenwasserkörpers weniger Arsen in Lösung gehen. Zu einem ähnlichen Effekt kommt es, wenn der Vorrat des mobilisierbaren Arsens aufgebraucht ist.

6.3.3.11 Radium

Die Radiumaktivität im Grubenwasser stieg von Anfang 1991 bis Ende 1994 kontinuierlich an (Abb. 33). Sie lag anfänglich bei etwa 200 mBq L^{-1}, dem Wert der Sickerwässer, und erreichte schließlich 3000 … 4000 mBq L^{-1}.

Auf welche Art die Radiumaktivität kontrolliert wird oder welche Mineralphase das Radium freisetzt, lies sich nicht mit Sicherheit herausfinden. Weder die Korrelation mit anderen Parametern noch der Vergleich der Radiumaktivität mit Sättigungskoeffizienten anderer Feststoffphasen ergaben eine Lösung des Problems (vgl. Kapitel 6.4.5).

BLAIR et al. (1980) zeigen am Beispiel des Grundwassers im Abstrombereich von Bergehalden des Elliot Lake Districts/Ontario/Kanada, daß Radium tendenziell mit der Sulfatmassenkonzentration ansteigt. Diese Tendenz ist auch im Grubenwasser von Niederschlema/Alberoda vorhanden, schlägt sich jedoch wegen der starken Streuung der Radiumaktivitäten um die Regressionskurve nicht in der Korrelation (Tab. 58) nieder (r_P = 0,42).

6.3.3.12 Eisen

Beim Eisen sind zwischen 1992 (vor März 1992 gab es keine Gesamteisenbestimmungen) und Ende 1994 stark schwankende Massenkonzentration im Grubenwasser zu beobachten (Abb. 34). Während die Schwankungsbreite anfänglich zwischen 0 und 3 mg L^{-1} lag, hatte sie Ende 1994 0 … 8 mg L^{-1} erreicht. Insgesamt könnte daher von einem Anstieg der Eisenmassenkonzentration im Grubenwasser gesprochen werden. In den Sickerwässern liegt der Eisengehalt bei 0 … 0,2 mg L^{-1}, also um den Faktor 40 unter denen des Grubenwassers. Welche Ursachen der starken Schwankung zugrundeliegen, ist nicht ersichtlich, am wahrscheinlichsten scheinen Redox-, Adsorptions- und Fällungsvorgänge zwischen der Probennahme und dem Analysenzeitpunkt zu sein.

Der Großteil des Eisens im Grubenwasser entstammt der Pyrit- und Markasitoxidation, zum Teil der Lösung eisenhaltiger Verbindungen (z.B. Siderit).



Abb. 31: Zeitliche Entwicklung der Arsenmassenkonzentration für Wasser des Typs S zwischen Juli 1990 und Dezember 1994. 180 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

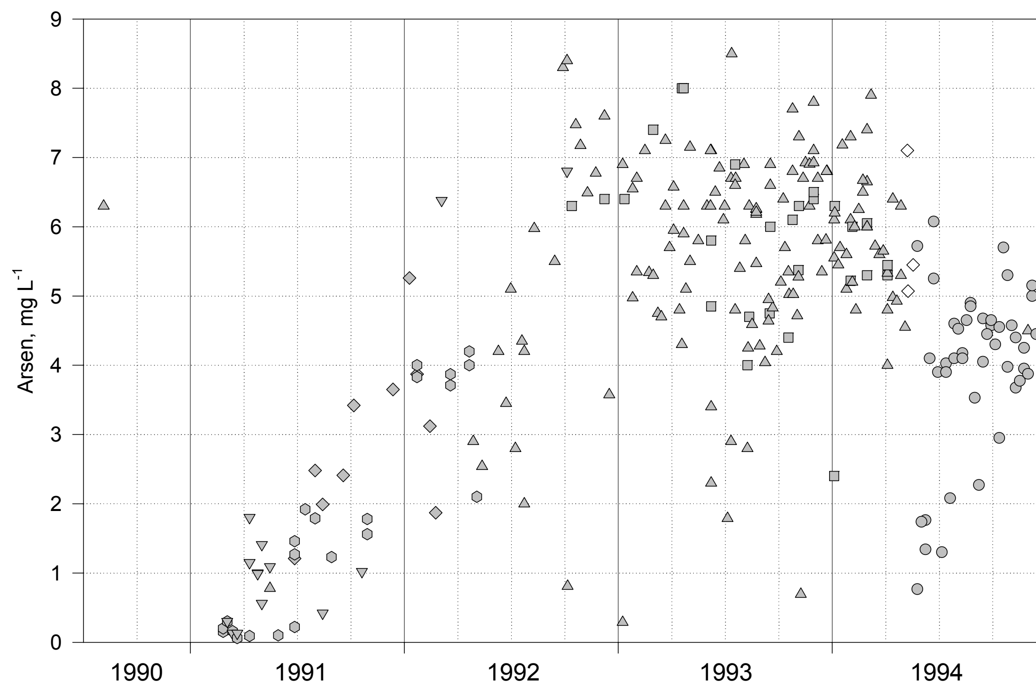


Abb. 32: Zeitliche Entwicklung der Arsenmassenkonzentration für Wasser des Typs G zwischen Juli 1990 und Dezember 1994. 264 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

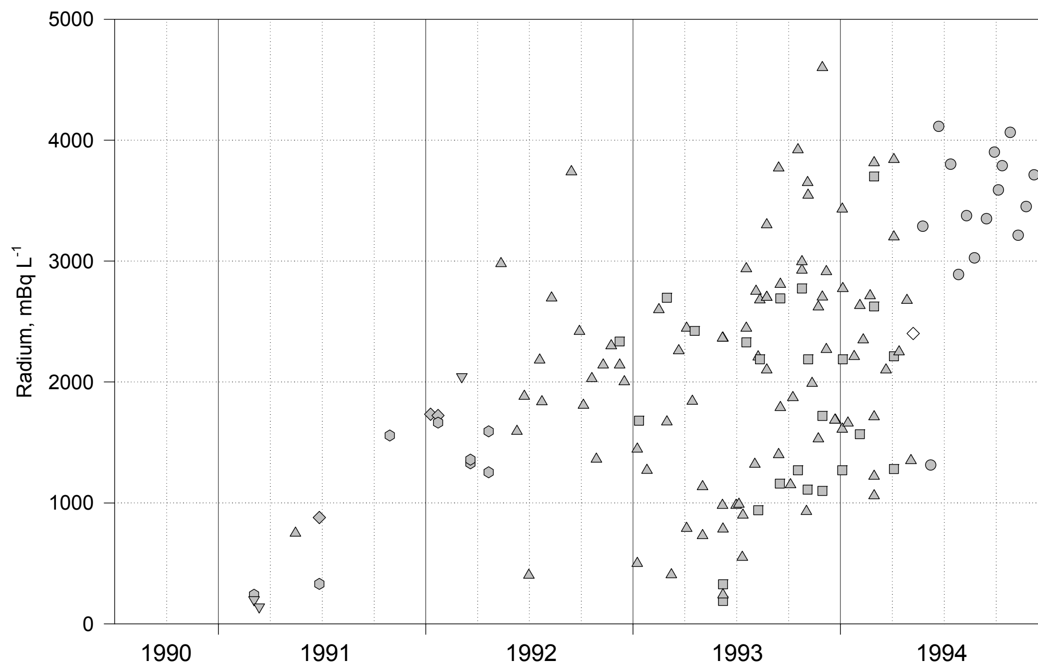


Abb. 33: Zeitliche Entwicklung der Radiumaktivität für Wasser des Typs G zwischen Januar 1991 und Dezember 1994. 141 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

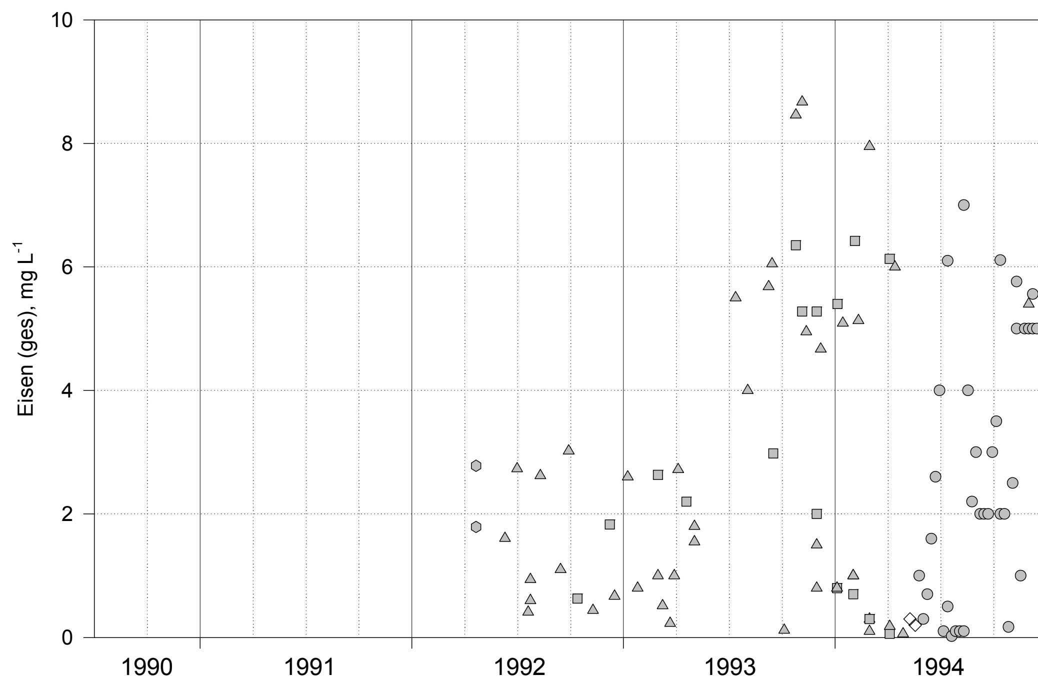


Abb. 34: Zeitliche Entwicklung der Eisenmassenkonzentration für Wasser des Typs G zwischen April 1992 und Dezember 1994. 98 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

6.3.3.13 Mangan

Wie Eisen hat Mangan eine starke Schwankungsbreite seiner Massenkonzentration, die von 0 … 2 mg L^{-1} Mitte 1991 bis 0 … 5 mg L^{-1} Ende 1994 reicht (Abb. 35). Wiederum ist nicht ersichtlich, worauf diese Schwankung beruht, doch könnten ebenfalls Redox-, Adsorptions- und Fällungsvorgänge zwischen Probennahme und Analysenzeitpunkt eine Rolle spielen. Gegenüber den Sickerwässern ist die Manganmassenkonzentration im Grubenwasser um den Faktor 100 angereichert. Wie die Gleichgewichtsberechnungen zeigen, herrscht zwischen Rhodochrosit und dem Grubenwasser ein Gleichgewicht (Tab. 37). Die Manganmassenkonzentration wird daher von dieser Feststoffphase kontrolliert.

6.3.3.14 Sulfat

Beim Sulfatgehalt ist im Grubenwasser ein kontinuierlicher Anstieg zu beobachten, der ab Ende 1993 abflacht (Abb. 36). Anfänglich enthielt das Grubenwasser etwa 600 mg L^{-1} Sulfat um bis auf 1400 mg L^{-1} anzusteigen, wofür die Oxidation des Pyrits und Markasits sowie die mikrobielle Katalyse dieser Reaktionen verantwortlich sind.

6.3.3.15 Hydrogenkarbonat

In den Sickerwässern liegen die Hydrogenkarbonatmassenkonzentrationen etwa bei 150 … 250 mg L^{-1}. Dagegen ist im Grubenwasser von diesen Werten ausgehend ein Anstieg bis auf 1100 mg L^{-1} zu beobachten. 1993 traten gelegentlich Massenkonzentration von bis zu 1300 mg L^{-1} auf (Abb. 37).

Die Massenkonzentration des Hydrogenkarbonats wird hauptsächlich durch die verfügbare Menge an Karbonaten und Kohlendioxid, also dem Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht, bestimmt. Daneben bildet sich HCO_3^- aus der Dissoziation der Kohlensäure, die durch Lösung von CO_2 (g) in Wasser entsteht. Aus den Reaktionen 11 und 12 ist abzulesen, daß bei Vorhandensein von Calcit und Kohlendioxid Hydrogenkarbonat entsteht. Zu ausführlichen Darstellungen der komplexen Reaktionen, deren Kinetik und Gleichgewichtseinstellungen sei auf die Literatur verwiesen (z.B. STUMM & MORGAN 1981).

6.3.3.16 Chlorid

Anfänglich lagen die Chloridmassenkonzentrationen des Grubenwassers bei 200 … 250 mg L^{-1} (Abb. 38), wohingegen die Sickerwässer etwa 40 mg L^{-1} Chlorid enthalten. Bis Ende 1991 nahm die Massenkonzentration im Grubenwasser stetig ab, um bis Ende 1994 konstant bei 140 mg L^{-1} zu bleiben. Da die Mobilisation von Chloriden aus dem Gebirge in dieser Größenordnung unwahrscheinlich und die Zufuhr von Chloriden aus den Sickerwässern nur gering ist, kommt als Quelle für das Chlorid nur eine Substanz in Frage, die im Bergbau eingesetzt wurde. Dabei handelt es sich vermutlich um das Staubbindemittel Magnesiumchlorid (G. Fröhlich, pers. Mitt.). Nach Überflutung der letzten Hauptsohle kann davon ausgegangen werden, daß die Chloridmassenkonzentration im Grubenwasser durch Verdünnung abnehmen wird. Zwischen 1992 und 1994 hielten sich Verdünnung und Lösung die Waage. Eine Abschätzung der letztendlich zu erwartenden Chloridmassenkonzentration ist möglich, wenn die Menge an eingesetztem Magnesiumchlorid bekannt ist.

6.3.3.17 Diskussion und Ergebnis

Wie den Zeitreihen der Massenkonzentrationen zu entnehmen ist, haben die Wässer des Typs S und I eine gleichbleibende chemische Zusammensetzung. Beim Wassertyp G hingegen stiegen die Massenkonzentrationen vieler Parameter kontinuierlich an, um ab Ende 1994 auf hohem Niveau weitgehend zu stagnieren. Es muß daher dafür gesorgt werden, dieses stark kontaminierte Wasser nicht in den oberirdischen Wasserkreislauf gelangen zu lassen.

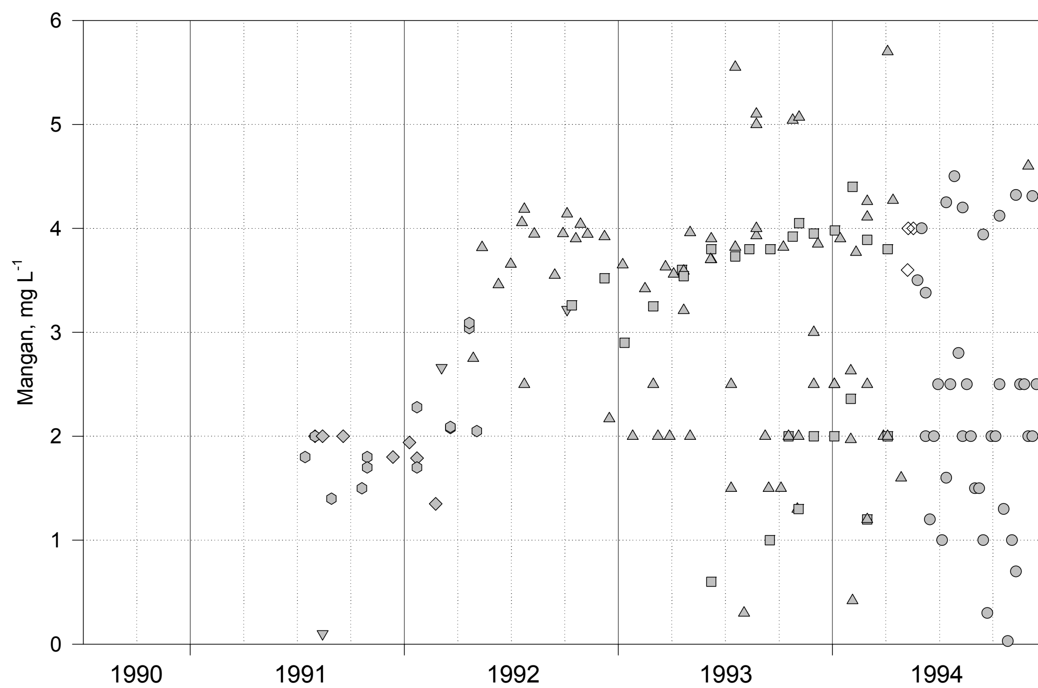


Abb. 35: Zeitliche Entwicklung der Manganmassenkonzentration für Wasser des Typs G zwischen Juli 1991 und Dezember 1994. 158 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

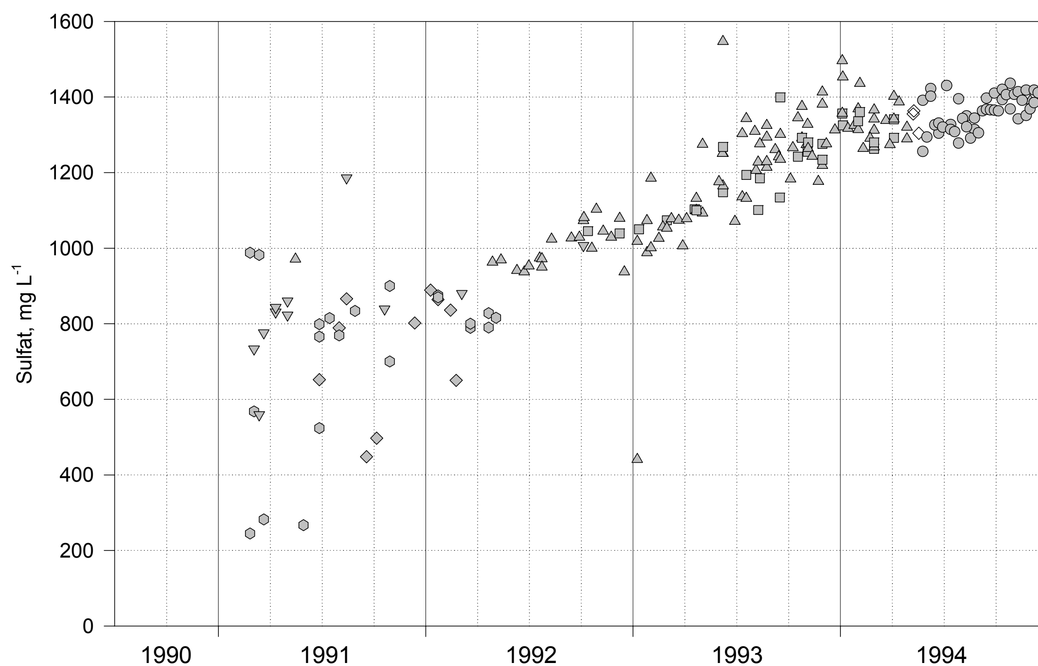


Abb. 36: Zeitliche Entwicklung der Sulfatmassenkonzentration für Wasser des Typs G zwischen Januar 1991 und Dezember 1994. 213 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

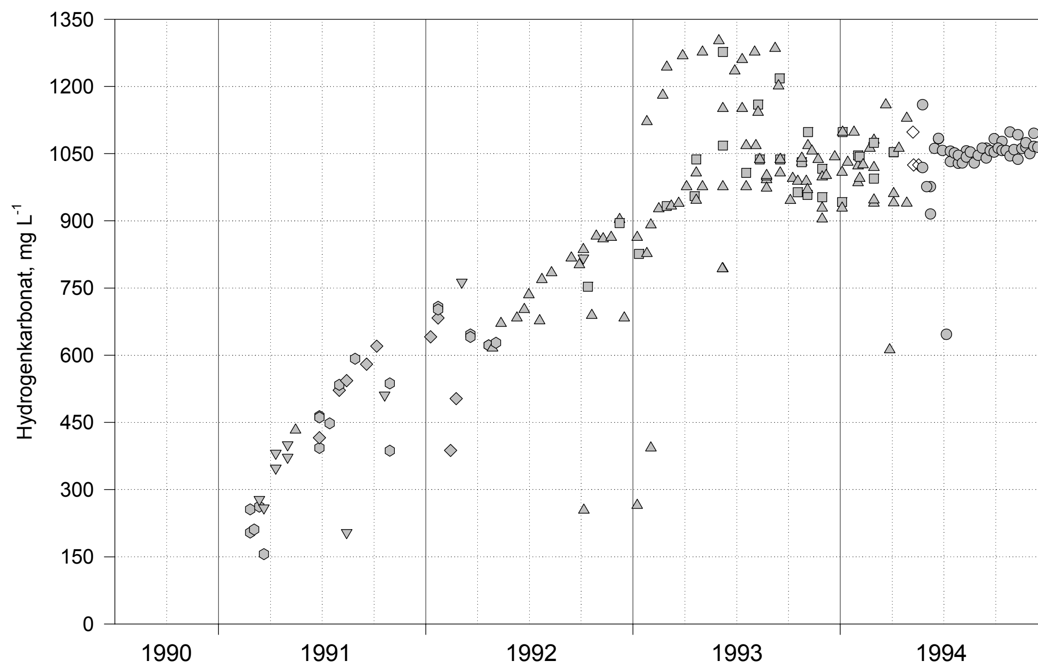


Abb. 37: Zeitliche Entwicklung der Hydrogenkarbonatmassenkonzentration für Wasser des Typs G zwischen Januar 1991 und Dezember 1994. 209 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

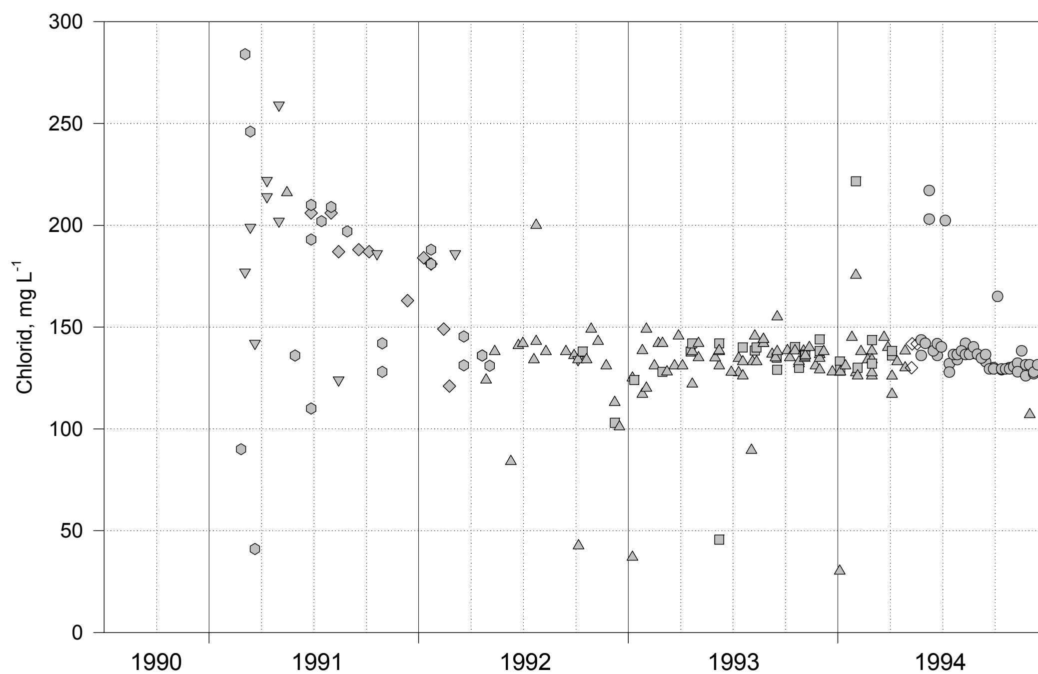


Abb. 38: Zeitliche Entwicklung der Chloridmassenkonzentration für Wasser des Typs G zwischen Januar 1991 und Dezember 1994. 212 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

6.3.4 Prognose künftiger Massenkonzentrationen

6.3.4.1 Vorgehensweise und Darstellungsart

Um die künftige Entwicklung der Massenkonzentration, der Radiumaktivitäten oder Werte einiger Parameter des Wassers vom Typ G abschätzen zu können, wurden mathematisch-statistische Regressionen der Zeit bezüglich dieser Werte durchgeführt. Da das Flutungswasser frühestens im Jahr 2000 bis zum Niveau des Markus-Semmler-Stollens angestiegen sein wird, erstrecken sich die Grafiken und Vorhersagen bis zum Ende des Jahres 2000. Um die Veränderung eines Parameters im Untersuchungszeitraum 1991 bis 1994 als Grundlage für die Prognose seiner künftigen zeitlichen Veränderung bis zum Jahr 2000 verwenden zu können, wurden eine Reihe von Annahmen getroffen:

- Stoffmobilisation wird bis zum Ende des Prognosezeitraums in der gleichen Größenordnung bleiben wie bisher (Ausreichend großes Stoffreservoir)
- pH-, Eh-Wert und Temperatur werden sich nicht signifikant ändern
- Art und Intensität des Stofftransports im Grubengebäude bleibt etwa gleich
- Richtung der zeitlichen Veränderung wird gleich bleiben
- dem Grubenwasser werden außer den Sickerwässern keine anderen Stoffe hinzugefügt

Das Kurvenanpassungsprogramm TableCurve (JANDEL SCIENTIFIC 1992), mit dessen Hilfe die Anpassung erfolgte, stellt lineare und nichtlineare Gleichungen zur Verfügung und bestimmt neben den Gleichungsparametern den Regressionskoeffizienten sowie drei weitere Kennzahlen (auf Freiheitsgrade korrigierter Regressionskoeffizient, Standardabweichung der Anpassung, *F*-Statistik), mit deren Hilfe die optimale Gleichung herausgesucht werden kann. Meist genügt es nicht, die Gleichung mir dem höchsten Regressionskoeffizienten oder der höchsten *F*-Statistik zu verwenden, um künftige Entwicklungen vorherzusagen. Vielmehr muß darüber hinaus Wissen über hydrogeochemische Vorgänge sowie der Verlauf des Vorhersageintervalls (Prediction Interval) herangezogen werden. Gleichungen, deren Vorhersageintervall sich nach Ende 1994 stark öffnete, so daß theoretisch jeder beliebige Wert möglich wurde, fanden grundsätzliche keine Berücksichtigung. Ähnliches gilt für Gleichungen mit mehr als drei Parametern (ausgenommen die Lognormalverteilung beim Arsen) oder Gleichungen, bei denen ein Parameter sehr groß (meist $>10^5$) oder sehr klein (meist $<10^{-5}$) war. Des weiteren wurde davon ausgegangen, daß gut miteinander korrelierte Parameter auch künftig gut miteinander korreliert sein werden. Für die Prognose ähneln sich daher deren Kurvenverläufe zwischen 1995 und 2000 (z.B. SO_4^{2-} und Abdampfrückstand).

In allen Grafiken wurden die Meßpunkte mit den Symbolen der einzelnen Meßstellen belegt (Tab. 30). Darüber hinaus sind drei unterschiedliche Linien dargestellt: die Kurvenanpassung (—— „Fit“), das 95 % Konfidenzintervall (— — „Confidence“) und das 95 % Vorhersageintervall (— · — „Predicted“). Innerhalb des 95 % Vorhersageintervalls liegen 95 von 100 Werten, die bei Wiederholungsmessungen bestimmt würden. Im 95 % Konfidenzintervalls hingegen kämen 95 von 100 Kurvenanpassungen dieser 100 Wiederholungsmessungen zu liegen. Sämtliche Parameter der Korrelationsfunktionen sind auf maximal vier gültige Stellen angegeben, die Korrelationskoeffizienten r^2 auf drei gültige Stellen.

6.3.4.2 pH-Wert

Beim pH-Wert ist ein tendenzieller Rückgang zu beobachten (Abb. 39). Der geringe Regressionskoeffizient der linearen Regression von r^2 = 0,02 läßt jedoch keine Aussage darüber zu, ob es sich um einen relevanten Rückgang handelt. Den besten Regressionskoeffizienten weist die Exponentialfunktion auf (r^2 = 0,035), der dennoch nur eine Tendenz anzeigt. Für Ende des Jahres 2000 ist innerhalb des 95 % Vorhersageintervalls mit pH-Werten von 6,4 … 7,7 zu rechnen.

$$\text{pH} = a + b \cdot \exp^{\left(\frac{-t}{c}\right)}$$

$a = 7{,}016$; $b = 1{,}785 \cdot 10^{-1}$; $c = 6{,}220 \cdot 10^{2}$

Gegenwärtig befindet sich der pH-Wert des Grubenwassers im Pufferbereich des Calcits und Dolomits. Wegen der Bedeutung des pH-Werts für die Stoffmobilisierung muß seiner Entwicklung besondere Bedeutung beigemessen werden (STUMM & MORGAN 1981). Es ist daher die Frage zu klären, ob die freiwerdenden Protonen der Disulfidschwefeloxidation auch künftig karbonatisch gepuffert werden können oder ob es zur Versauerung des Grubenwassers kommen kann.

Es wurden zwei Methoden gewählt, die von verschiedenen Ansätzen ausgehen und sich auf die Verhältnisse im Bergwerk Niederschlema/Alberoda übertragen lassen.

Härte-Alkalinität-Relation

VOIGT (1990) stellt einen Quotienten aus der Gesamthärte und der Alkalinität vor, der von JACKS et al. (1984) und NORBERG (1985, zitiert aus VOIGT 1990) in Skandinavien verwendet wurde (der Quotient war in JACKS et al. 1984 nicht auffindbar!). Selbst geringfügige Anstiege des Quotienten

$$R = \frac{2\left(\left[Ca^{2+}\right] + \left[Mg^{2+}\right]\right)}{\left(\left[HCO_3^{2-}\right] + 2\left[CO_3^{2-}\right]\right)} \tag{36}$$

können in gepufferten Medien langfristige Versauerungen anzeigen. Ursache sind Reaktionen, die Protonen freisetzen und Verwitterungs- oder Austauschprozesse verstärken, wodurch sich in karbonatischen Gesteinen die Gesamthärte erhöht. JACKS et al. (1984) wiesen lange vor der Versauerung skandinavischer Seen einen Anstieg von *R* nach.

Wie die Grafik (Abb. 40) zeigt, bleibt die Härte-Alkalinität-Relation im Grubenwasser konstant. In den Sickerwässern hingegen steigt die Relation deutlich an, was auf eine Stoffmobilisierung durch sauren Regen hindeutet.

Intermediäre Wässer stehen in ihrem Verhalten wiederum zwischen Sickerwässern und Grubenwasser und weisen einen leichten Anstieg auf.

LAPAKKO-Methode

Schließlich erfolgte ein Vergleich des Säureproduktionspotentials (APP) mit dem Neutralisationspotential (NP) nach der LAPAKKO-Methode (LAPAKKO 1990, LAPAKKO et al. 1995), die im Bergbausektor verwendet wird, um die Frage nach der Versauerung eines Systems zu beantworten.

Er errechnet aus dem prozentualen Gehalt an Disulfidschwefel, Calcit und Magnesit einer Gesteinsprobe das Säureproduktionspotential und das Neutralisationspotential mit der Einheit g kg^{-1} $CaCO_3$. Ein Gruben- oder Haldensickerwasser wird im Kontakt mit dem Gestein dann nicht versauern, wenn das Nettoneutralisationspotential (Net NP) größer als Null ist. Folgendermaßen lauten die Berechnungsformeln:

$$\text{APP} = 31{,}25 \cdot [S^{2-}], \text{ g kg}^{-1} \text{ CaCO}_3 \tag{37}$$

$$\text{NP} = 10 \cdot [\text{CaCO}_3] + 11{,}9 \cdot [\text{MgCO}_3], \text{ g kg}^{-1} \text{ CaCO}_3 \tag{38}$$

$$\text{Net NP} = \text{NP} - \text{APP}, \text{ g kg}^{-1} \text{ CaCO}_3 \tag{39}$$

Wie aus den Ergebnissen in Tab. 34 zu ersehen ist, unterscheiden sich die Nettoneutralisationspotentiale der Gesteine im Lagerstättenbereich deutlich voneinander. Sowohl die Alaun- und Kieselschiefer der Unteren Graptolithenschiefer (Net NP = -47) als auch die gebänderten Metadiabase des Oberdevons (Net NP = -1) besitzen ein Potential zur Versauerung, wohingegen der Ockerkalk (Net NP = 856) und die Lamprophyre (Net NP = 224) Säure abpuffern können. Der gewichtete Mittelwert des Nettoneutralisationspotentials aus der prozentualen Gesteinsverteilung beträgt Net NP = 75 (APP = 8, NP = 83).

Zusammenfassend zeigen die drei Prognosen aus Regression, Gesamthärte-Alkalinität-Relation und dem Nettoneutralisationspotential eine Übereinstimmung, derzufolge das Grubenwasser in Niederschlema/Alberoda nicht versauern wird.

Tab. 34: Säureproduktionspotential (APP), Neutralisationspotential (NP) und Nettoneutralisationspotential (Net NP) von Gesteinen der Lagerstätte Niederschlema/Alberoda nach den Formeln 37 bis 39. MgO, CaO, S-SO_4^{2-} und CO_2 aus ZETZSCHE (1994). Mit * gekennzeichnete Werte nach WILDNER (1995, pers. Mitt.). APP, NP und Net NP in g kg^{-1} $CaCO_3$. ud: homogener Metadiabas (Oberdevon), td: gebänderter Metadiabas (Oberdevon), sk: Hornfels (Kontaktmetamorphit), ks/l: Alaun- und Kieselschiefer (Untere Graptolithenschiefer, Silur), ks/k: Ockerkalk (Silur), ds: Dunkle Phyllite (Gräfenthal Gruppe), s: Helle Phyllite (Phycoden Folge), qs: Hauptquarzit (Gräfenthal Gruppe), G: Granit, Kb/Kh: Lamprophyr. MgO und CaO wurden ihrem Verhältnis und dem CO_2-Gehalt entsprechend in $MgCO_3$ und $CaCO_3$ umgerechnet.

	ud	td	sk	ks/l	ks/k	ds	s	qs	G	Kb/Kh
MgO, %	5,30	4,30	1,70	1,68	5,70	2,94	2,11	1,30	0,64	4,14
CaO, %	8,40	11,75	0,59	1,64	28,88	0,95	0,51	0,56	1,28	5,84
S(ges), %	0,2*	0,4*	0,05*	1,7*	1,2*	0,2*	0,1*	—	0,1*	0,2*
S-SO_4^{2-}, %	<0,10	<0,10	<0,10	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	—		
CO_2, %	0,18	0,34	0,30	0,18	25,25	0,51	0,45	0,38	0,3*	6,43
Pyrit, %	0,3*	0,7*	—	3*	2*	0,3*	0,2*	—	0,2*	0,3*
$MgCO_3$, %	0,3	0,4	0,7	0,3	16,4	1,3	1,2	—	0,4	9,6
$CaCO_3$, %	0,3	0,8	0,2	0,3	70,8	0,3	0,2	—	0,6	11,6
APP	6	13	2	53	38	6	3	—	3	6
NP	6	12	11	6	903	18	16	—	11	230
Net NP	0	-1	9	-47	865	12	13	—	8	224

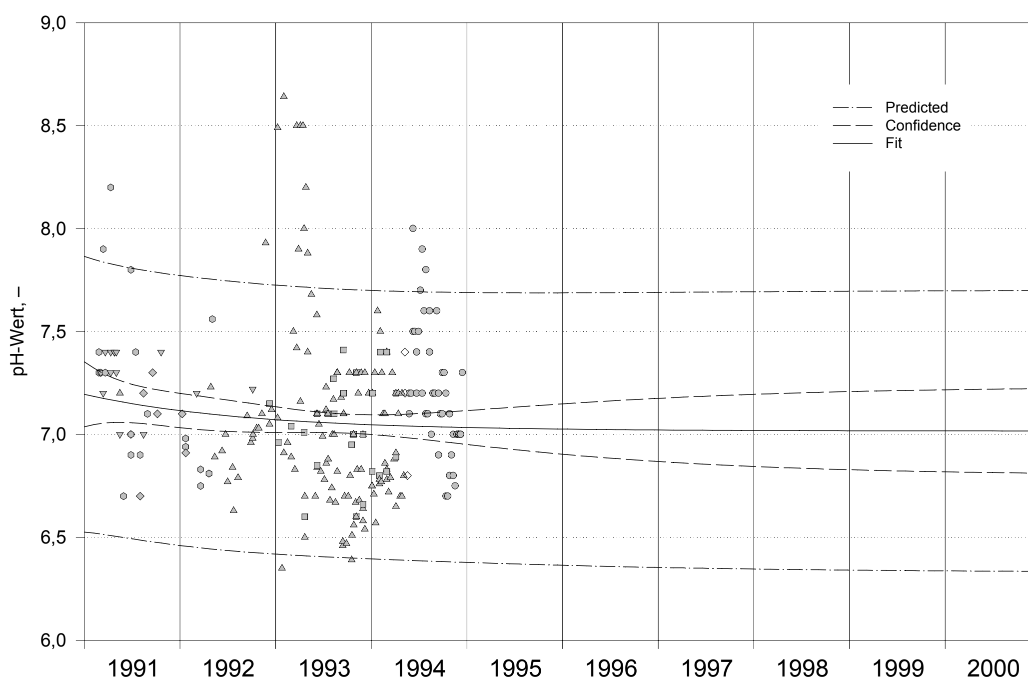


Abb. 39: Regressionskurve der Zeit bezüglich des pH-Werts für Wasser des Typs G bis Ende des Jahres 2000. Es gelten die Annahmen des Kapitels 6.3.4.1. 246 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

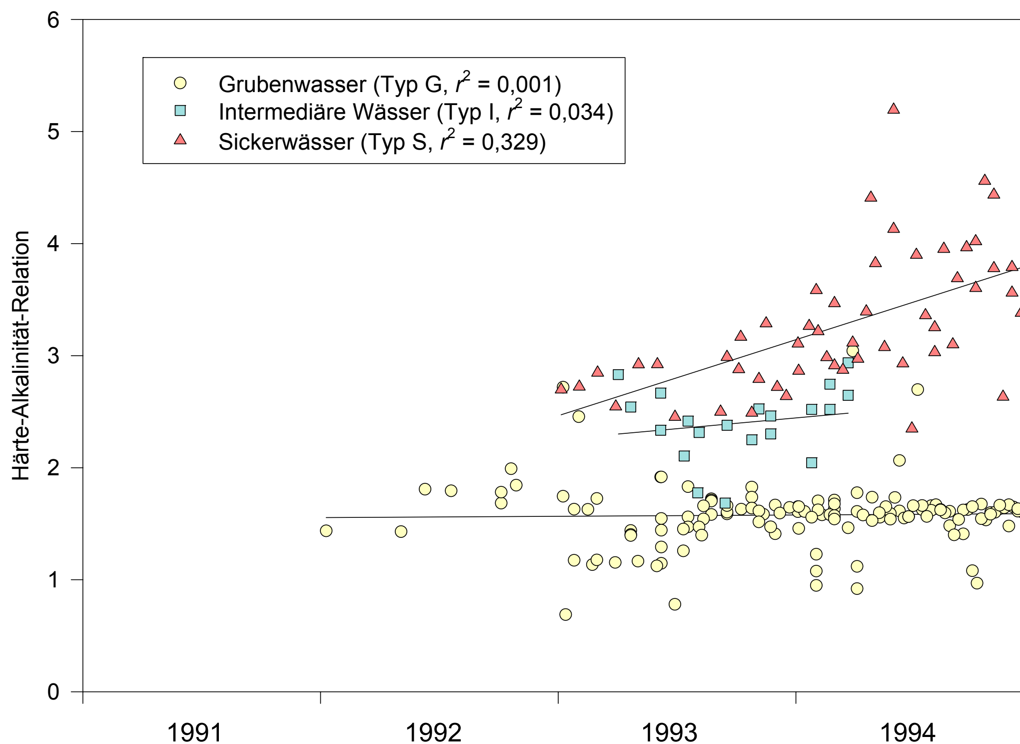


Abb. 40: Zeitliche Entwicklung der Relation aus Gesamthärte und Alkalinität nach der Formel von VOIGT (1990) zwischen Januar 1992 und Dezember 1994. 207 Wertepaare.

6.3.4.3 Gesamthärte

Ein kontinuierlicher Anstieg bis zum Ende des Prognosezeitraums ist für die Gesamthärte wahrscheinlich (Abb. 41). Bei einem Regressionskoeffizienten von r^2 = 0,651 zeigt die gefundene Gleichung eine gute Anpassung an die Werte von 1991 bis 1994. Das 95 % Vorhersageintervall ist relativ eng und läßt für das Jahr 2000 Härten von 90 … 140 °dH erwarten.

$$\text{Gesamthärte} = a + b \cdot t^c$$

$a = 1{,}784 \cdot 10^1$; $b = 2{,}281$; $c = 4{,}545 \cdot 10^{-1}$

6.3.4.4 Abdampfrückstand

Wegen der guten Korrelation des Apdampfrückstands mit der Gesamthärte ist eine ähnliche zeitliche Entwicklung vorhanden (Abb. 42). Der Regressionskoeffizient beträgt r^2 = 0,819; die Gleichung beschreibt den bisherigen Verlauf zufriedenstellend genau. Bei den getroffenen Annahmen können innerhalb des 95 % Vorhersageintervalls im Jahr 2000 Massenkonzentration von 3400 … 4200 mg L^{-1} erwartet werden.

$$\text{Abdampfrückstand} = a + b \cdot \ln^2 t$$

$a = 5{,}837 \cdot 10^2$; $b = 4{,}770 \cdot 10^1$

6.3.4.5 Uran

Durch den unzureichend erklärlichen Rückgang der Uranmassenkonzentration im ersten Halbjahr 1993 bereitet die Prognose der künftigen Entwicklung Schwierigkeiten (Abb. 43). Daher wurde zuerst eine Regression für alle Werte nach Mitte 1993 und dann für den gesamten Meßzeitraum durchgeführt. Zur Prognose für das Jahr 2000 erhielt diejenige Gesamtfunktion den Vorrang, die

sowohl die Gesamt- als auch die Teilentwicklung nach Mitte 1993 hinreichend gut beschreibt. Bis 2000 sind innerhalb des 95 % Vorhersageintervalls Uranmassenkonzentrationen von 5 … 7 mg L^{-1} zu erwarten (auf 1 mg L^{-1} gerundet).

$$\text{Uran} = a + b \cdot \sqrt{t}$$

$$a = 1{,}378 \cdot 10^{-1};\ b = 9{,}315 \cdot 10^{-2}$$

Da die Uranlöslichkeit vom pH-Wert abhängt und die Vorhersagbarkeit des pH-Werts anhand der Regression (s. Kapitel 6.3.4.2) nur eine geringe Sicherheit aufweist, gilt das Intervall nur für den Fall eines annähernd gleichbleibenden pH-Werts. Unter Einbeziehung empirischer Ergebnisse (Kapitel 5.1), des fallenden Trends beim pH-Wert und des konstanten Sättigungskoeffizienten der am wenigsten untersättigten Uranphasen (Abb. 51) ist eher ein Intervall von 3 … 6 mg L^{-1} anzunehmen.

6.3.4.6 Arsen

Verglichen mit allen anderen Parametern zeigt die Arsenmassenkonzentration einen eigenartigen Verlauf (Abb. 44), dessen Regression nur im Zusammenhang mit der Interpretation der Säulenversuche zur Uran- und Arsenlöslichkeit möglich war (Abb. 20, SDAG WISMUT 1991). Innerhalb des 95 % Vorhersageintervalls und der oben aufgelisteten Annahmen dürfen im Jahr 2000 Arsenmassenkonzentrationen von 0 … 4 mg L^{-1} erwartet werden (auf 1 mg L^{-1} gerundet).

$$\text{Arsen} = a + b^{-\left[\frac{\ln(t \cdot c^{-1})}{2 \cdot d}\right]^2}$$

$$a = 7{,}364 \cdot 10^{-1};\ b = 5{,}326;\ c = 8{,}117 \cdot 10^{2};\ d = 6{,}144 \cdot 10^{-1}$$

Aus dem relativ großen Regressionskoeffizienten von $r^2 = 0{,}630$ kann nicht geschlossen werden, daß sich die Arsenmassenkonzentration künftig tatsächlich der Lognormalverteilung anpaßt. Wegen der Sorption des Arsenats an Oxid- und Hydroxioberflächen kann eine geringfügige pH-Wert-Änderung von nur 0,2 Einheiten den pH_{PZC} (Zero Point of Charge) über- oder unterschreiten und zum erneuten Anstieg oder Abfall der Massenkonzentration führen.

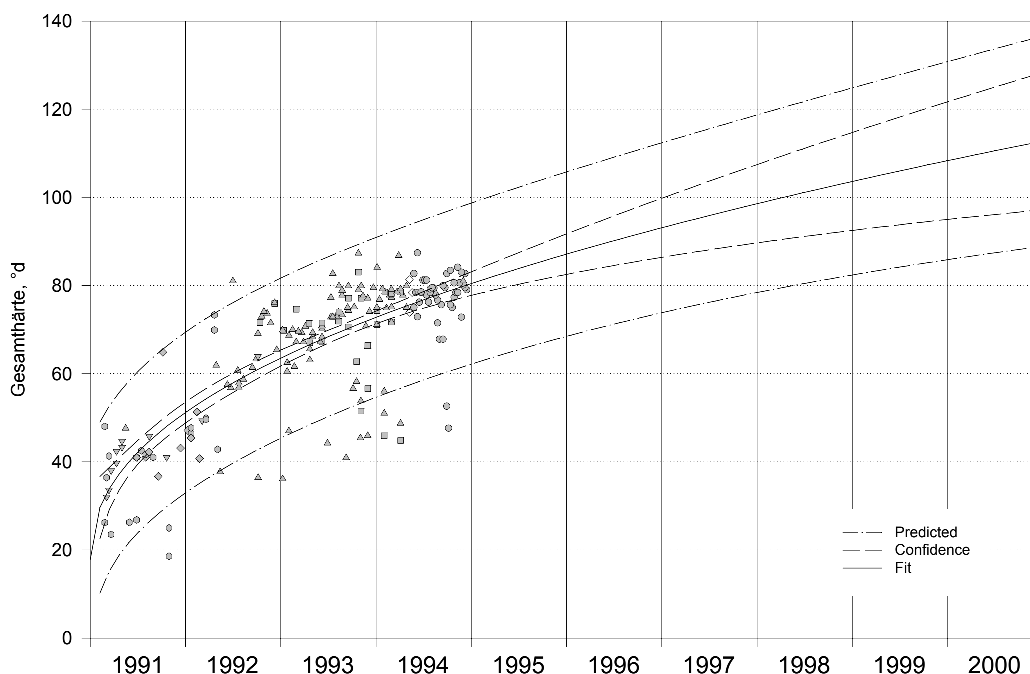


Abb. 41: Regressionskurve der Zeit bezüglich der Gesamthärte für Wasser des Typs G bis Ende des Jahres 2000. Es gelten die Annahmen des Kapitels 6.3.4.1. 213 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

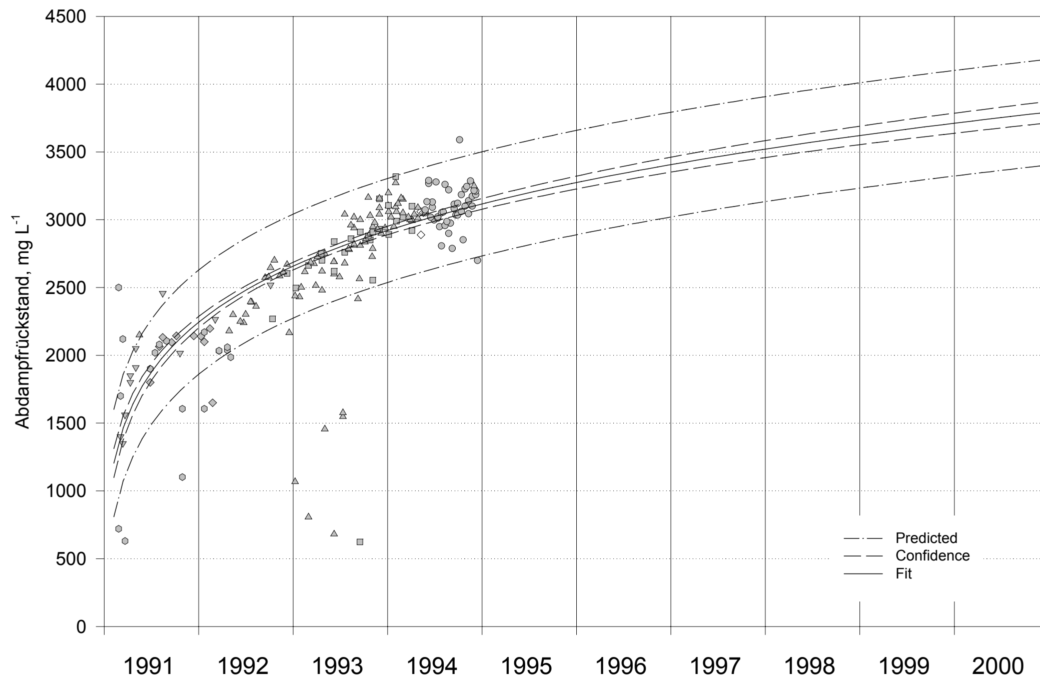


Abb. 42: Regressionskurve der Zeit bezüglich des Abdampfrückstands für Wasser des Typs G bis Ende des Jahres 2000. Es gelten die Annahmen des Kapitels 6.3.4.1. 199 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

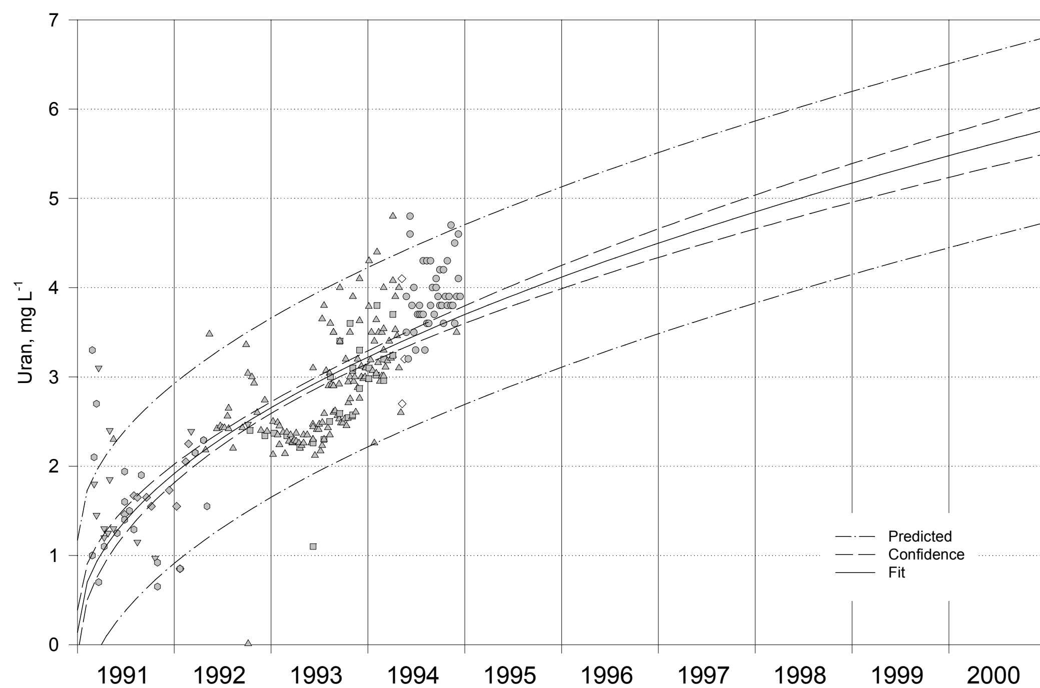


Abb. 43: Regressionskurve der Zeit bezüglich der Uranmassenkonzentration für Wasser des Typs G bis Ende des Jahres 2000. Es gelten die Annahmen des Kapitels 6.3.4.1. 260 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

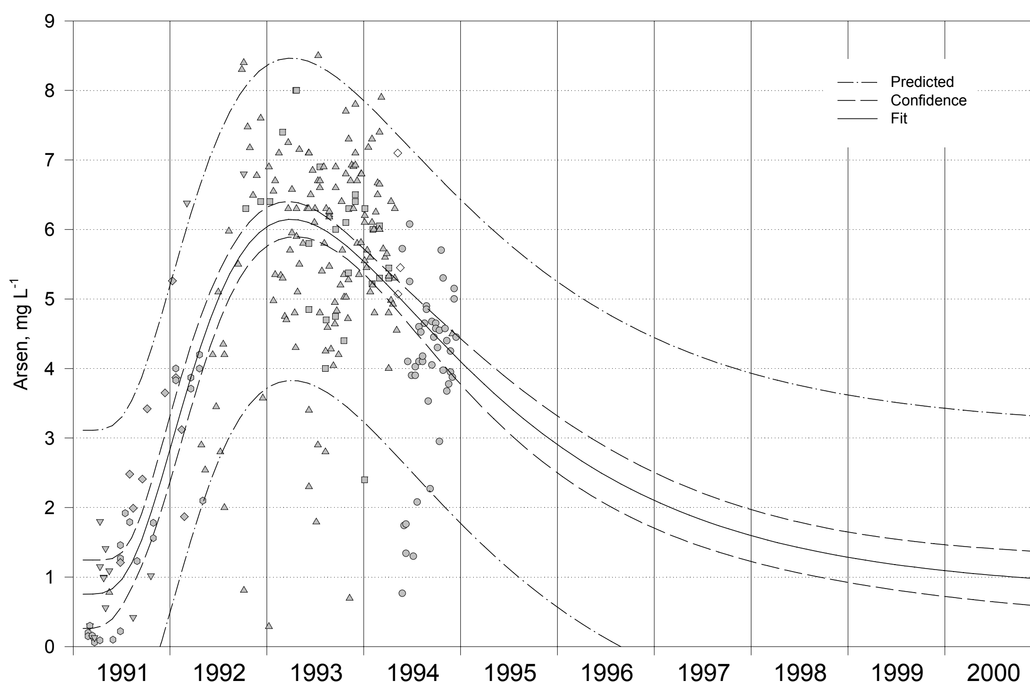


Abb. 44: Regressionskurve der Zeit bezüglich der Arsenmassenkonzentration für Wasser des Typs G bis Ende des Jahres 2000. Es gelten die Annahmen des Kapitels 6.3.4.1. 264 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

6.3.4.7 Radium

Schon zu einem früheren Zeitpunkt zeigte sich, daß die Radiumaktivität stark streut (WOLKERSDORFER 1993). Aus dem breiten 95 % Vorhersageintervall und dem niedrigen Regressionskoeffizienten von r^2 = 0,256 ist zu erkennen, daß eine Vorhersage der Radiumaktivität im Bereich der Spekulation bleibt (Abb. 45). Allerdings ist der 1993 erkennbare ansteigende Trend nicht abgeschlossen und wird vermutlich bis ins Jahr 2000 andauern. Dies wir durch die gute Korrelation mit dem Abdampfrückstand bestätigt, dessen Prognose ebenfalls auf einen Anstieg hinweist (Tab. 58).

$$\text{Radium} = a + b \cdot \sqrt{t}$$

$a = -4{,}680 \cdot 10^2$; $b = 8{,}627 \cdot 10^1$

6.3.4.8 Sulfat

Bei der Sulfatmassenkonzentration wurden, ähnlich wie bei der Regression des Urans, zwei Anpassungsschritte durchgeführt, um der abweichenden Entwicklung ab 1993 Rechnung zu tragen. Zusätzlich wurden bei der Gesamtregression die Meßwerte der Jahre 1991 und 1992 nur halb so stark gewichtet, wie die aus 1993 und 1994 (Abb. 46).

Die Ergebnisse der Regression mit r^2 = 0,826 lassen für das Jahr 2000 innerhalb des 95 % Vorhersageintervalls Sulfatmassenkonzentrationen von 1500 … 1900 mg L^{-1} erwarten (auf 100 mg L^{-1} gerundet).

$$\text{Sulfat} = a + b \cdot \ln^2 t$$

$a = 5{,}491 \cdot 10^1$; $b = 2{,}480 \cdot 10^1$

6.3.4.9 Hydrogenkarbonat

Je nachdem, ob der Gesamtentwicklung oder der Teilentwicklung ab Mitte 1992 ein größeres Gewicht beigemessen wird, ergeben sich entweder höhere oder niedrigere künftige Hydrogenkarbonatmassenkonzentrationen. Daher lassen sich zwei unterschiedliche Gleichungen mit annähernd gleichem Regressionskoeffizienten für die Massenkonzentration finden. Die Grenze des 95 % Vorhersageintervalls der beiden unten stehenden Gleichungen (Abb. 47) wurde ermittelt, indem entweder der Maximalwert der oberen oder der Minimalwert der unteren Intervallgrenze als neue Intervallgrenze festgelegt wurde. Auf eine Darstellung des Vorhersageintervalls wurde verzichtet, um die Grafik übersichtlicher zu halten. Ferner erhielten die Werte bis Mitte 1992 nur ein zehntel der Wichtung der restlichen Werte.

Die Hydrogenkarbonatmassenkonzentraton wird somit unter Zugrundelegung der Annahmen im Kapitel 6.3.4.1 Ende des Jahres 2000 bei 1000 … 1500 mg L^{-1} liegen.

$$\text{Hydrogenkarbonat} = a + b \cdot \exp^{\left(\frac{-t}{c}\right)}$$

$a = 1{,}146 \cdot 10^3$; $b = -1{,}108 \cdot 10^3$; $c = 4{,}996 \cdot 10^2$

$r^2 = 0{,}760$ (Gleichung 1)

$$\text{Hydrogenkarbonat} = \exp^{\left(a + \frac{b}{\sqrt{t}}\right)}$$

$a = 7{,}505$; $b = -1{,}897 \cdot 10^1$

$r^2 = 0{,}771$ (Gleichung 2)

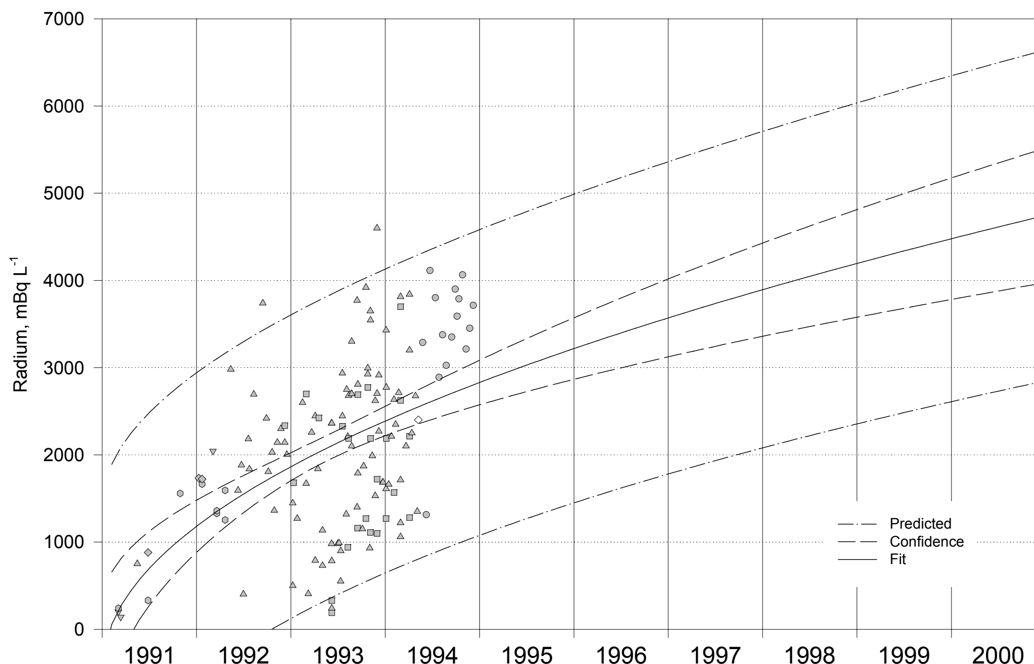


Abb. 45: Regressionskurve der Zeit bezüglich der Radiumaktivität für Wasser des Typs G bis Ende des Jahres 2000. Es gelten die Annahmen des Kapitels 6.3.4.1. 141 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

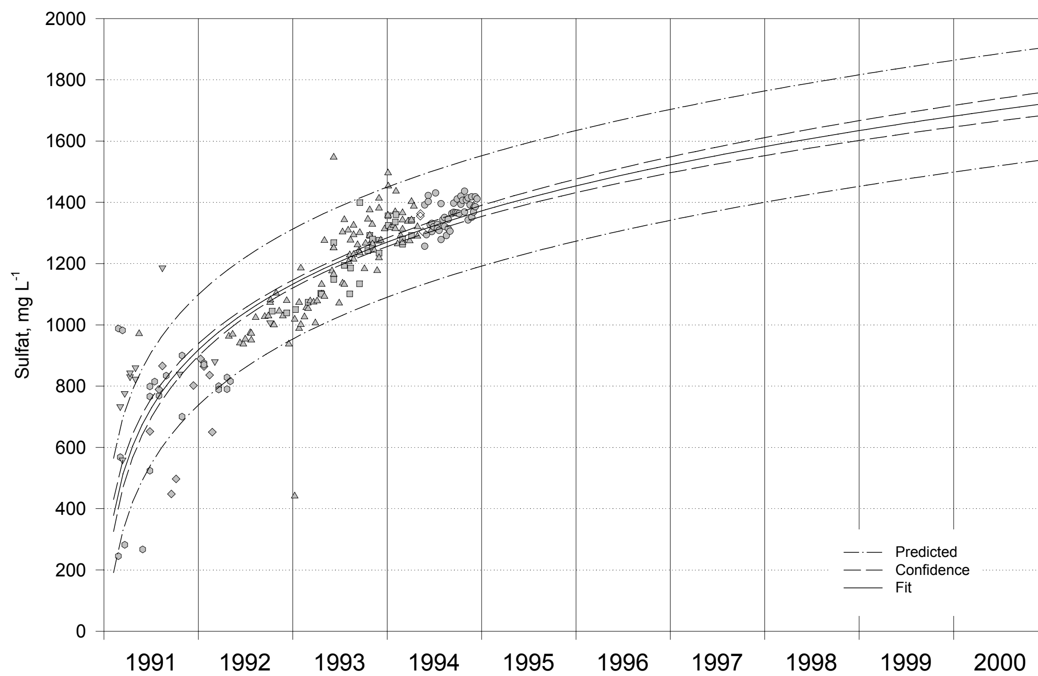


Abb. 46: Regressionskurve der Zeit bezüglich der Sulfatmassenkonzentration für Wasser des Typs G bis Ende des Jahres 2000. Es gelten die Annahmen des Kapitels 6.3.4.1. 213 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

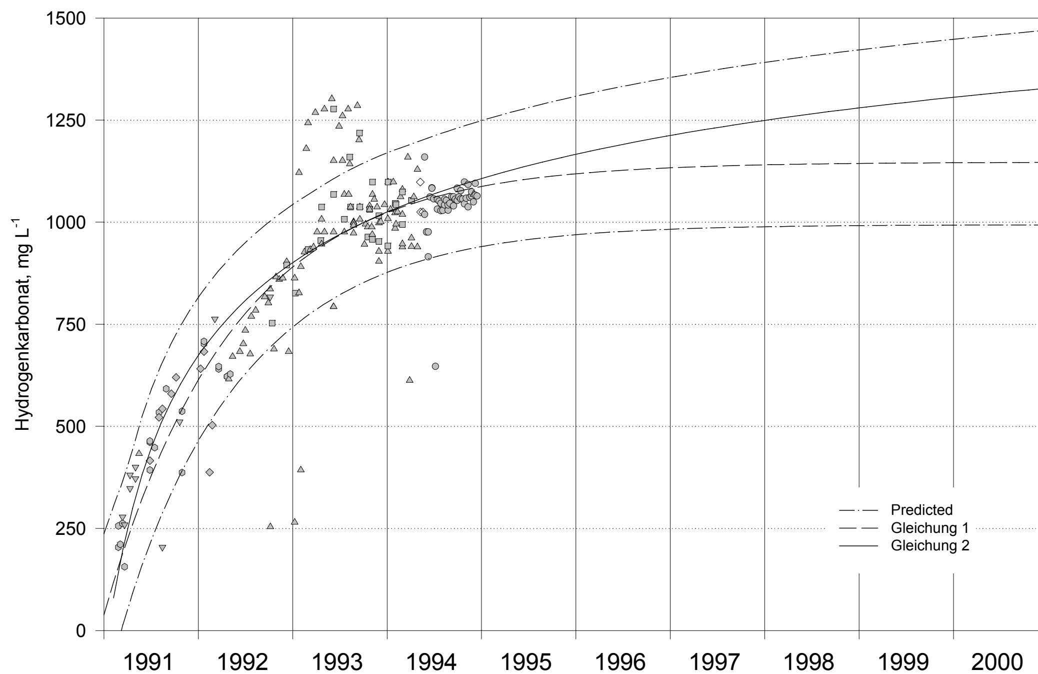


Abb. 47: Regressionskurve der Zeit bezüglich der Hydrogenkarbonatmassenkonzentration für Wasser des Typs G bis Ende des Jahres 2000. Es gelten die Annahmen des Kapitels 6.3.4.1. 209 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

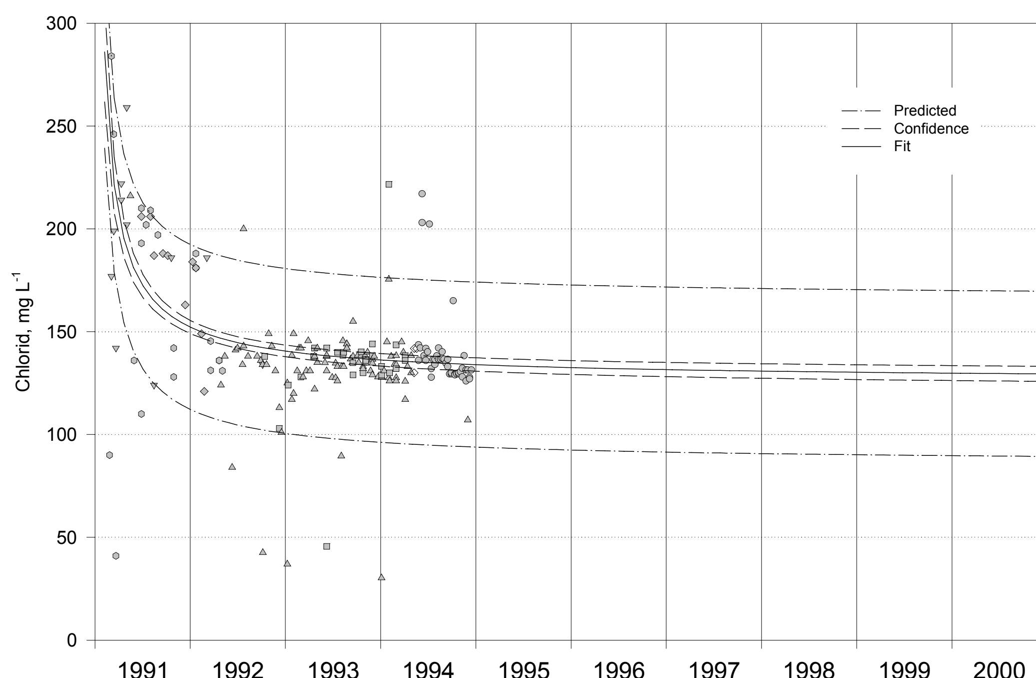


Abb. 48: Regressionskurve der Zeit bezüglich der Chloridmassenkonzentration für Wasser des Typs G bis Ende des Jahres 2000. Es gelten die Annahmen des Kapitels 6.3.4.1. 212 Wertepaare. Legende siehe Tab. 30.

6.3.4.10 Chlorid

Wie die Regression der Chloridmassenkonzentration zeigt, ist mit keiner großen Änderung der Chloridmassenkonzentration zu rechnen (Abb. 48).

Bei einem Regressionskoeffizienten von r^2 = 0,637 und innerhalb des 95 % Vorhersageintervalls sind 90 … 170 mg L^{-1} zu erwarten (auf 10 mg L^{-1} gerundet).

$$\text{Chlorid} = a + \frac{b}{t}$$

$a = 1{,}261 \cdot 10^2$; $b = 9{,}021 \cdot 10^3$

6.4 Chemisch-thermodynamische Gleichgewichtsberechnungen

6.4.1 Grundlagen

Ziel der chemischen Gleichgewichtsuntersuchungen ist es, Aussagen über den Sättigungszustand verschiedener fester Phasen und die Verteilung der Uran- sowie Arsenspezies in den Flutungswässern zu gewinnen. Daraus sollen zusammen mit den Untersuchungen zu den Massenkonzentrationen Schlußfolgerungen für die künftige hydrogeochemische Entwicklung der Wässer im Bergwerk Niederschlema/Alberoda gewonnen werden. Folgende Fragen hinsichtlich der chemischen Gleichgewichte sind zu beantworten:

- haben sich die Gleichgewichte der Sickerwässer zwischen 1991 und 1994 geändert?
- werden sich die Gleichgewichte des Grubenwassers nach 1994 verändern?

Um chemische Gleichgewichte in komplexen wäßrigen Lösungen zu untersuchen, werden computerunterstützte geochemische Modelle verwendet, die auf thermodynamischen Daten wichtiger

Gleichgewichtsreaktionen beruhen. Voraussetzung dafür sind die folgenden Annahmen (SCHULZ & KÖLLING 1992, NORDSTROM et al. 1990):

- chemisches Gleichgewicht zwischen den beteiligten Spezies und dem Wasser,
- Massenkonstanz der beteiligten Ionen,
- die Konstanten der beteiligten Reaktionen sind hinreichend genau bekannt,
- alle wesentlichen Reaktionen sind vom Programm berücksichtigt.

Die Leistungsfähigkeit der verfügbaren Computerprogramme ist unterschiedlich und sowohl vom verwendeten thermodynamischen Datensatz ($\Delta G°$ oder K_L) als auch von den programmspezifischen Iterationsverfahren abhängig. Darauf soll hier nicht im einzelnen eingegangen werden, vielmehr sei auf die Literatur verwiesen (NORDSTROM et al. 1979, DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU 1992, WOLERY 1992, DAVELER & WOLERY 1992, KÖLLING 1988). Ein wesentliches Element jedes chemischen Gleichgewichtsmodells ist die „thermodynamic consistency“ (NORDSTROM et al. 1990), die erreicht wird, indem die einzelnen thermodynamischen Konstanten der Reaktionen innerhalb derer Genauigkeiten optimal aufeinander abgestimmt werden. Es ist aus diesem Grund nur bedingt möglich, die thermodynamischen Konstanten eines Datensatzes auf einen anderen zu übertragen. Darüber hinaus kann – schon aufgrund fehlender thermodynamischer Daten – nicht jede im natürlichen System stattfindende Reaktion berücksichtigt werden, da diese Reaktionen häufig nicht hinreichend bekannt sind (WOLERY et al. 1990). Zur Abschätzung der Gleichgewichtszustände können die Computermodelle jedoch verwendet werden, was die Ausführungen von NORDSTROM et al. (1979) zeigen.

Bei der Untersuchung der Computerprogramme für eine Modellierung der Gleichgewichtszustände in den Wässern des Bergwerks Niederschlema/Alberoda fiel die Wahl auf den Programmcode WATEQ4F mit dessen Standarddatensatz in der Version 2.0 vom 30.10.91 (BALL & NORDSTROM 1991, BALL et al. 1981). Insbesondere die große Zahl der eingebauten Uranspezies und die erfolgreiche Anwendung von WATEQ in der Uranprospektion (RUNNELLS & LINDBERG 1981) begründeten diese Wahl. Eine Darstellung der Funktionsweise und des strukturellen Aufbaus von WATEQ4F geben BALL & NORDSTROM (1991) und DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU (1992). Neben den jeweils analysierten Parametern benötigt WATEQ4F zur Berechnung den pH-Wert, das Redoxpotential und die Wassertemperatur.

Tab. 35: Liste der ausgegebenen Berechnungsergebnisse des chemisch-thermodynamischen Computermodells WATEQ4F.

Gelöste Ionen

- Analysierte Massenkonzentration, ppm
- Berechnete Massenkonzentration, ppm
- Analysierte Molalität, mol dm^{-3}
- Berechnete Molalität, mol dm^{-3}
- Anteil an den Verbindungen des entsprechenden Ions, %
- Aktivität, 1
- Aktivitätskoeffizient, 1
- Negativer dekadischer Logarithmus des Aktivitätskoeffizienten, 1

Quotienten

- Gewichtsverhältnis aus der analysierten Massenkonzentration
- Molenverhältnis aus der analysierten Molalität

Feste Phasen

- Sättigungskoeffizient: $\log(IAP/K_{L,T})$
- Ionenaktivitätsprodukt: log(IAP)
- Standardabweichung des Ionenaktivitätsprodukts
- Löslichkeitskonstante: $\log(K_{L,T})$
- Standardabweichung der Löslichkeitskonstante

Kationen

Ca^{2+}, Fe ges, Fe^{2+}, Fe^{3+}, K^+, Mg^{2+}, Mn^{2+}, Na^+, U ges, U^{4+}, U^{6+}, Ag^+, Al^{2+}, Ba^{2+}, Cd^{2+}, Co, Cr, Cu^+, Mo, Ni, Pb, Se, Sr, V, Zn, B, Br, Cs, Li, Rb, As

Anionen

Cl^-, F^-, I^-, HCO_3^-, NO_3^-, PO_4^{3-}, SO_4^{2-}, CO_3^{2-}, NO_2^-

Sonstige

Abdampfrückstand, Eh-Wert, Leitfähigkeit, pH-Wert, Temperatur, SiO_2, H_2S, NH_4^+, O_2

Tab. 36: Vollständige Liste der möglichen Eingabewerte für das chemisch-thermodynamische Computermodell WATEQ4F.

Nach dem Einlesen der Eingabedatei, die durch das selbst erstellte VISUAL BASIC-Programm (MICROSOFT CORPORATION 1993b) WIN_WQ4F aus einem MS Access-Datensatz (MICROSOFT CORPORATION 1994) erzeugt wurde, überprüft WATEQ4F die Eingabe auf die prozentuale Differenz der Kationen-Anionen-Bilanz (Gleichung 40)

$$\Delta \text{Ionen} = \frac{(\Sigma \text{Kationen} - \Sigma \text{Anionen}) \cdot 100}{(\Sigma \text{Kationen} + \Sigma \text{Anionen}) \cdot 0{,}5} \; [\%] \qquad (40)$$

und führt die iterative Berechnung durch, wenn deren Betrag kleiner als 30 % ist. WATEQ4F berechnet dann für maximal 648 feste Phasen und 366 gelöste Ionen (Spezies) verschiedene Parameter (Tab. 35), deren Menge in Abhängigkeit von der Anzahl der eingegebenen Analysenwerte (Tab. 36), 4 … 12 eng bedruckte DIN A4 Seiten betragen kann.

Um diese Datenmenge verarbeiten zu können, extrahiert WIN_WQ4F aus der Ausgabedatei von WATEQ4F die Parameter der festen Phasen (Tab. 35), die dann mit MS EXCEL (MICROSOFT CORPORATION 1993a) und SigmaPlot (JANDEL SCIENTIFIC 1994a) grafisch dargestellt werden.

Nicht alle Wasseranalysen der Wismut GmbH beinhalten die Parameter Temperatur, pH-Wert und Redoxpotential, die für die Berechnungen von WATEQ4F notwendig sind. Auch andere für die Berechnung wichtige Parameter fehlen mitunter. Daher wurden nur die Analysen verwendet, bei denen zumindest Ca, Mg, Na, SO_4^{2-}, HCO_3^-, Cl, As und U angegeben waren. Die fehlenden Temperaturen, pH-Werte und Redoxpotentiale wurden, basierend auf den Ergebnissen der Tab. 28, unter Berücksichtigung der Tab. 20 und der in natürlichen Wässern ablaufenden Redoxreaktionen (STUMM & MORGAN 1981), folgendermaßen festgelegt:

	Redoxpotential	Temperatur	pH-Wert
Wasser Typ S	400 mV	17,0 °C	7,0
Wasser Typ I	370 mV	25,6 °C	7,0
Wasser Typ G	300 mV	35,4 °C	7,0

6.4.2 Berechnungen

WATEQ4F berechnete auf der Basis des thermodynamischen Datensatzes die chemischen Gleichgewichte von insgesamt 291 Phasen, mit denen das Flutungswasser reagieren kann. Aus diesen wiederum wurden durch Vergleich der Sättigungskoeffizienten alle Phasen ausgewählt, die für die Mineralisation des Grubenwassers relevant zu sein scheinen. Radiumphasen oder -spezies sind im Datensatz von WATEQ4F nicht enthalten. Deshalb sind Aussagen zur chemisch-thermodynamischen Gleichgewichtseinstellung des Wassers mit Radiumphasen oder zur Verteilung von Radiumspezies nicht möglich.

6.4.3 Sättigungskoeffizienten

Die Massenkonzentrationen der Inhaltsstoffe im Grubenwasser werden durch geochemische Reaktionen der Feststoffphasen hervorgerufen. Ein Wasser, das sich im Ungleichgewicht befindet, wird im Verlauf der Zeit einem Gleichgewichtszustand zustreben. Dazu gehen gegenüber dem Wasser untersättigte Feststoffphasen – soweit sie zur Verfügung stehen – in Lösung, während übersättigte Phasen ausfallen.

Als Maß der Über- bzw. Untersättigung wird der Quotient SI (Sättigungskoeffizient) aus dem Ionenaktivitätsprodukt (IAP) und dem temperaturabhängigen Löslichkeitsprodukt ($K_{L,T}$) der interessierenden Feststoffphase verwendet, wobei unhandliche Zahlenwerte durch Logarithmierung vermieden werden. Eine Übersättigung wird dann durch ein positives, eine Untersättigung durch negatives SI ausgedrückt (BALL & NORDSTROM 1991), während im gesättigten Zustand SI = 0 ist. Die Definition des Sättigungskoeffizienten lautet wie folgt:

$$SI = \log\left(\frac{IAP}{K_{L,T}}\right) \qquad (41)$$

Tab. 37: Minerale und Phasen, die aufgrund ihrer Sättigungskoeffizienten entscheidend für die chemische Zusammensetzung des Grubenwassers sind. SI: Sättigungskoeffizient. X: Mineral wurde für die Lagerstätte Niederschlema/Alberoda bereits beschrieben. $Mn_3(AsO_4)_2.8H_2O$ kommt als Mineral nicht vor, Mangan-Hörnesit ist $(Mn, Mg)_3(AsO_4)_2.8H_2O$ (STRUNZ 1982). —[1]: Phase kommt nicht als Mineral vor. Berechnungen der Sättigungskoeffizienten mit WATEQ4F und dessen Standarddatensatz.

Mineral	Formel	Beschrieben	SI
Calcit	$CaCO_3$	X	+0,5 … +1
Dolomit	$CaMg(CO_3)_2$	X	0 … +2
Magnesit	$MgCO_3$		0 … +0,5
Siderit	$FeCO_3$	X	± 0
Strontianit	$SrCO_3$		-1,4 … -0,4
Rhodochrosit	$MnCO_3$	X	± 0
Huntit	$CaMg_3(CO_3)_4$		± 0
Gips	$CaSO_4$	X	-1 … -0,5
Baryt	$BaSO_4$	X	+0,4
Coelestin	$SrSO_4$		-1 … -0,6
Jarosit	$KFe_3[(OH)_6\|(SO_4)_2]$		-2 … +2
Alunit	$KAl_3[(OH)_6\|(SO_4)_2]$		0 … +2
Fluorit	CaF_2	X	-0,5
Goethit	FeOOH	X	+8
Gibbsit	$Al(OH)_3$		+2
—[1]	$CuFe_2O_4$		+16
—[1]	$Fe_3(OH)_8$		0 … +4
Quarz	SiO_2	X	+0,4 … +0,6
Greenalit	$Fe_2[(OH)\|Si_4O_{10}]$		± 0
Hydroxiapatit	$Ca_5[OH\|(PO_4)_3]$	X	-1 … +5
Mansfieldit	$AlAsO_4.2H_2O$		-5
Skorodit	$FeAsO_4.2H_2O$	X	-4 … -3
Mangan-Hörnesit	$Mn_3(AsO_4)_2.8H_2O$		-4
Ianthinit	ß-$[UO_2\|(OH)_2]$		-4
Schoepit	$[UO_2\|(OH)_2].H_2O$		-4
Rutherfordin	$[UO_2\|CO_3]$		-5 … -3
Na-Autunuit	$Na_2[UO_2\|PO_4]_2$	X	-4

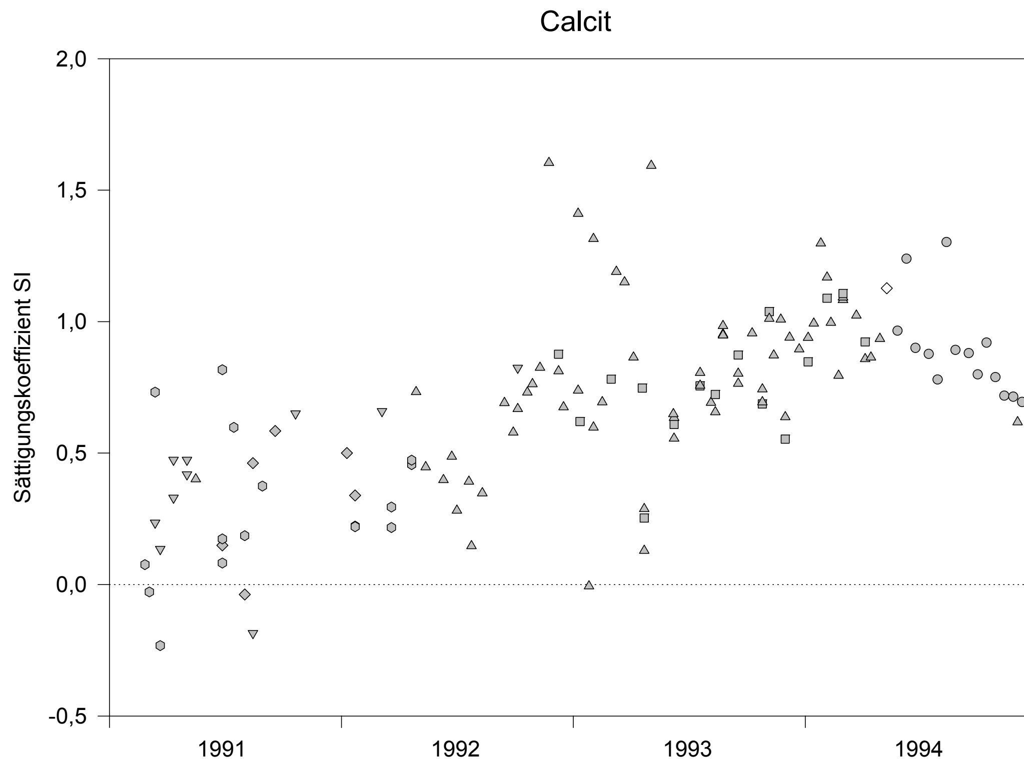


Abb. 49: Sättigungskoeffizient von Calcit im Grubenwasser zwischen 1991 und 1994. Der Sättigungskoeffizient stieg von 1991 bis Anfang 1994 stetig von 0 auf etwa +1 an. Das Grubenwasser ist jetzt geringfügig übersättigt mit Calcit. Symbole entsprechend Tab. 30.

So errechnet sich beispielsweise der Sättigungskoeffizient für Siderit im Gleichgewicht mit wäßriger Lösung (log $K_{25\,°C}$, aus NORDSTROM et al. 1990)



$$FeCO_3 \leftrightarrow Fe^{2+} + CO_3^{2-} \qquad \log K_{25\,°C} = -10{,}45 \quad (42)$$

zu

$$SI = \log\left(\frac{\{Fe^{2+}\}\cdot\{CO_3^{\ 2-}\}}{10^{-10{,}45}}\right) \quad (43)$$

In der angelsächsischen Literatur wird SI als „saturation index“ bezeichnet (z. B. BALL & NORDSTROM 1991, BALL et al. 1981, WOLERY 1992) und von deutschsprachigen Autoren durchgehend als „Sättigungsindex“ übersetzt. Dies mag zwar eine sprachlich korrekte Übersetzung sein, ist aber mathematisch falsch, da der obige Quotient kein Index ist, sondern ein Koeffizient. In der hier vorliegenden Arbeit wird daher die Bezeichnung Sättigungskoeffizient verwendet.

Wieviel Zeit vergeht, bis eine Feststoffphase den Sättigungszustand erreicht, ist von verschiedenen Faktoren wie pH-Wert, Redoxpotential, Temperatur und dem Vorhandensein anderer Spezies und Feststoffe abhängig. Wesentliche Bedeutung kommt der Reaktionskinetik zu. Eine Phase, die im Wasser zwar stark übersättigt ist (im Grubenwasser z.B. fast alle Schichtsilikate), sich aber aus kinetischen Gründen nicht bilden kann, wird nicht ausfallen (SCHULZ & KÖLLING 1992).

Wie die chemisch-thermodynamischen Gleichgewichtsberechnungen zeigen, spielen für die Zusammensetzung des Grubenwassers nur wenige Mineralphasen eine Rolle. Bei den Phasen, die für die Begrenzung der Moleküle und Ionen im Wasser bestimmend sind (begrenzende Phasen), tragen Karbonate, Sulfate, Oxide und Oxihydrate zur Gleichgewichtseinstellung bei. Interessanterweise stimmen diese, in der Tab. 37 aufgelisteten Minerale, zum überwiegenden Teil mit denen

überein, die NORDSTROM et al. (1990) für die Wasser-Gebirge-Reaktionen als wesentlich erachten. Die Mineralphasen in der Tabelle können dann als gesättigt aufgefaßt werden, wenn -1 < SI < +1 ist. Zur Veranschaulichung der Karbonatsättigung seien von diesen Mineralen repräsentativ die Sättigungskoeffizienten von Calcit dargestellt (Abb. 49). Durch die große Kinetik seiner Lösungsreaktion wirkt er begrenzend auf die Calciummassenkonzentration (SCHULZ & KÖLLING 1992).

Da die Sättigungskoeffizienten der drei bzw. vier am wenigsten untersättigten Arsen- und Uranphasen recht niedrig sind, tragen diese Minerale nur über die Auflösung zur Arsen- und Uranmassenkonzentration bei (Tab. 37). Eine kontrollierende Phase für das Arsen und Uran in den Flutungwässern ist nicht vorhanden. Wegen der Bedeutung der Arsen- und Uranphasen für die spätere Ableitung des Grubenwassers in die Zwickauer Mulde sollen die folgenden Darstellungen im wesentlichen auf diese Phasen beschränkt bleiben. Die anderen Uran- und Arsenphasen (Uran: insgesamt 30, Arsen: insgesamt 14) bleiben unberücksichtigt, da ihre Sättigungskoeffizienten darauf hindeuten, daß sie für die Grubenwasserchemie unbedeutend sind. Um dies nachzuweisen, wurden die Uran- und Arsenmassengehalte der Wasseranalyse 502 (m-331, 10. November 1994) solange variiert, bis WATEQ4F eine Sättigung des jeweiligen Minerals im Wasser errechnete (Tab. 38). Wie der Tabelle entnommen werden kann, sind die Sättigungskonzentrationen aller Uran- und Arsenphasen weit von den im Grubenwasser vorhandenen Massenkonzentration entfernt (Abb. 30, Abb. 32). Zusammen mit deren deutlicher Untersättigung ist dies ein Hinweise darauf, daß die Uran- und Arsenmassenkonzentration bei den pH-Eh-Verhältnissen des Grubenwassers nicht durch chemisch-thermodynamische Gleichgewichtsreaktionen kontrolliert wird, sondern durch andere Prozesse, beispielsweise Lösung oder Sorption.

Die Sättigungskoeffizienten der drei am wenigsten untersättigten Arsenphasen (Abb. 50, Tab. 39) wurden daraufhin untersucht, ob sie mit dem pH-Wert, der Arsenmassenkonzentration, dem Abdampfrückstand oder dem von WATEQ4F errechneten CO_2-Partialdruck korrelieren. Eine Korrelation mit dem Redoxpotential war wegen unzureichender Anzahl der Meßwerte nicht möglich. Zusätzlich wurden die drei Minerale mit der Aluminium-, Mangan- und Gesamteisenmassenkonzentration korreliert (Formelbestandteile), wobei sich herausstellte, daß der Sättigungskoeffizient von Skorodit und Mangan-Hörnesit mit zunehmender Eisen- bzw. Manganmassenkonzentration erwartungsgemäß zunimmt. Eine Beziehung zwischen der Sättigung und der Aluminiummassenkonzentration existiert nicht.

Tab. 38: Ausgewählte Uran- und Arsenminerale mit theoretischen Uran- und Arsenmassenkonzentrationen, die im Grubenwasser notwendig wären, um eine Sättigung gegenüber dem entsprechenden Mineral zu bekommen. Keine der Zahlen stellt wirklich erwartbare Massenkonzentrationen dar, vielmehr handelt es sich um rechnerische Massenkonzentrationen, um den Grad der Untersättigung zu veranschaulichen.

Uranmineral	Gleichgewichtskonzentration
Na-Autunit	400 mg L^{-1}
Schoepit	670 mg L^{-1}
Ianthinit	700 mg L^{-1}
Rutherfordin	780 mg L^{-1}
K-Autunit	1050 mg L^{-1}
Autunit	1100 mg L^{-1}
Saleeit	1200 mg L^{-1}
Sr-Autunit	1800 mg L^{-1}
Bassetit	2200 mg L^{-1}
Gummit	2500 mg L^{-1}
Uranocircit	2500 mg L^{-1}
Przhevalskit	2600 mg L^{-1}
Uraninit	2800 mg L^{-1}
H-Autunit	4200 mg L^{-1}

Arsenmineral	Gleichgewichtskonzentration
Mangan-Hörnesit	450 mg L^{-1}
Skorodit	2900 mg L^{-1}
Mansfieldit	>> 10.000 mg L^{-1}
Köttingit	>> 10.000 mg L^{-1}
Annabergit	>> 10.000 mg L^{-1}
Claudedit	>> 10.000 mg L^{-1}
Arsenolit	>> 10.000 mg L^{-1}

Entsprechend der Vorgehensweise bei den Arsenmineralen wurde für die Uranminerale verfahren. Dabei zeigte sich zwischen den vier Mineralen und dem CO_2-Partialdruck, dem Abdampfrückstand, dem pH-Wert und der Uranmassenkonzentration kaum eine Korrelation (Tab. 40). Gleiches ist für die Sulfat- und die Phosphatmassenkonzentration zu beobachten. Auch die Korrelation mit anderen physikochemischen Parametern des Grubenwassers erbrachte für Schoepit, Rutherfordin und Ianthinit keine signifikanten Ergebnisse. Lediglich Na-Autunit ist mit Sr (r_P = 0,795), SO_4^{2-} (r_P = 0,686), U (r_P = 0,656), Mn (r_P = 0,640) und Fe_{ges} (r_P = 0,559) signifikant positiv korreliert.

Aus dem zeitlichen Verlauf (Abb. 51) und der pH-Eh-Abhängigkeit der Sättigungskoeffizienten von Na-Autunit, Schoepit, Rutherfordin und Ianthinit ist deutlich die Untersättigung dieser sekundären Uranminerale gegenüber dem Grubenwasser zu erkennen (Abb. 55, Abb. 56).

Tab. 39: Qualitative Korrelation zwischen ausgewählten Arsenphasen und dem CO_2-Partialdruck (pCO_2), Abdampfrückstand (AR), pH-Wert und der Arsenmassenkonzentration. —[1]: keine Korrelation vorhanden.

Phase	pCO_2	AR	pH-Wert	As-Massenkonzentration
Mansfieldit	positiv korreliert	negativ korreliert	negativ korreliert	—[1]
Skorodit	positiv korreliert	positiv korreliert	negativ korreliert	—[1]
Mangan-Hörnesit	negativ korreliert	positiv korreliert	deutlich positiv korreliert	positiv korreliert

Tab. 40: Qualitative Korrelation zwischen ausgewählten Uranphasen und dem CO_2-Partialdruck (pCO_2), Abdampfrückstand (AR), pH-Wert und der Uranmassenkonzentration. —[1]: keine Korrelation vorhanden.

Phase	pCO_2	AR	pH-Wert	U-Massenkonzentration
Na-Autunit	—[1]	positiv korreliert	—[1]	—[1]
Schoepit	negativ korreliert	—[1]	—[1]	—[1]
Ianthinit	negativ korreliert	—[1]	—[1]	—[1]
Rutherfordin	—[1]	—[1]	—[1]	—[1]

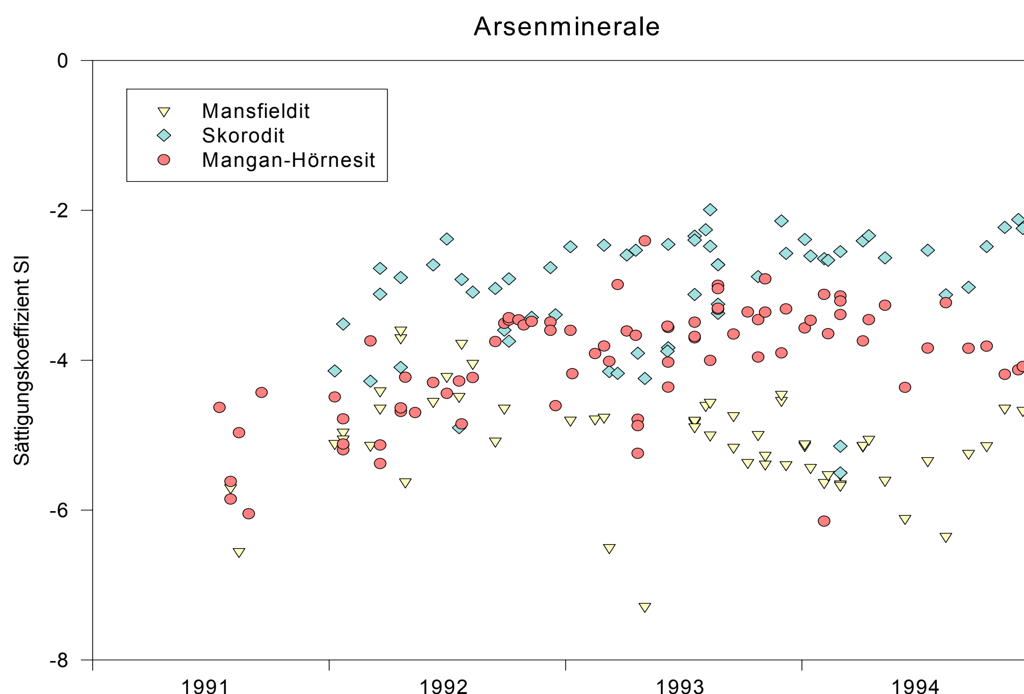


Abb. 50: Sättigungskoeffizienten ausgewählter Arsenminerale im Grubenwasser des Bergwerks Niederschlema/Alberoda zwischen 1991 und 1994.

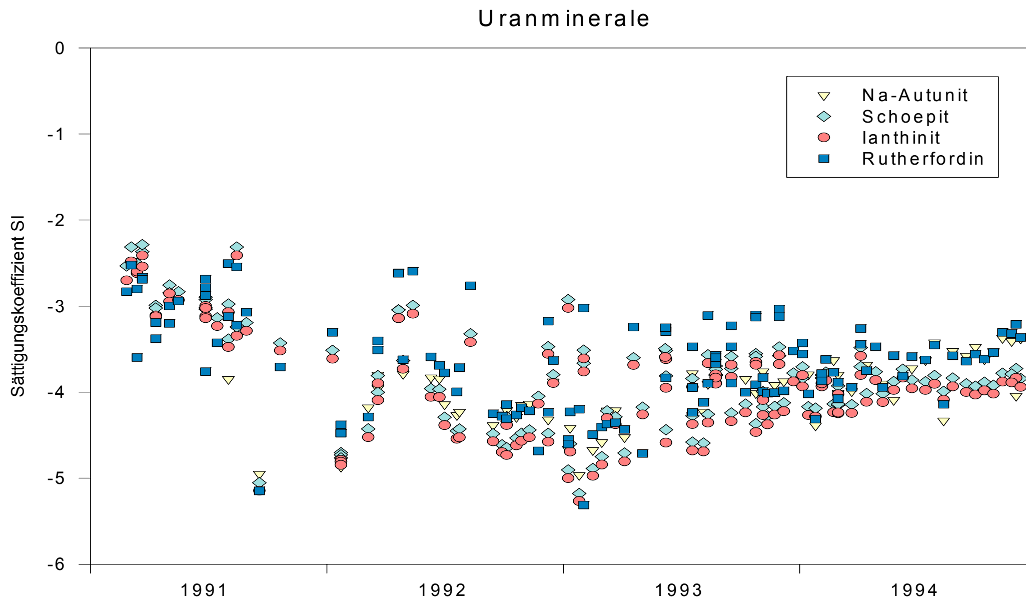


Abb. 51: Sättigungskoeffizienten ausgewählter Uranminerale im Grubenwasser des Bergwerks Niederschlema/Alberoda zwischen 1991 und 1994. Der Sättigungskoeffizient des Primärminerals Uraninit bewegt sich zwischen -10 und -8.

6.4.4 Entwicklung der Uran- und Arsenspezies

Sowohl Uran als auch Arsen liegen im Grubenwasser des Bergwerks Niederschlema/Alberoda in jeweils unterschiedlichen Spezies vor. Dabei ist Uran(VI) zu mehr als 98 % als Uranylion komplexiert (Abb. 52), und Arsen zu über 99 % in der ersten und zweiten Dissoziationsstufe der Arsensäure gebunden (Abb. 53). Aus den chemischen Analysen der Speziesverteilung des Arsens ist eine ähnliche Verteilung ersichtlich (Tab. 41, Abb. 54).

Da ein Großteil des Urans im Grubenwasser in Form des Uranylphosphatkomplexes ($UO_2(HPO_4)_2^{2-}$) vorliegt, wurden zur Untersuchung der Uranspeziesverteilung nur die Berechnungen von WATEQ4F verwendet, bei denen PO_4^{3-} in der Analyse angegeben war. Künftig darf auf eine Analyse der PO_4^{3-}-Gehalte im Grubenwasser nicht mehr verzichtet werden.

Bis pH 7,3 dominiert bei den Uranspezies der Uranylphosphatkomplex $UO_2(HPO_4)_2^{2-}$, bei höheren pH-Werten der Karbonatkomplex mit $UO_2(CO_3)_3^{4-}$. Zwischen pH 7 und 8 existiert das Uran bis zu 20 % gebunden als Karbonatkomplex $UO_2(CO_3)_2^{2-}$. Im interessierenden Eh-Bereich von etwa 50 bis 500 mV ist keine Abhängigkeit der Art des Uranylkomplexes vom Eh-Wert vorhanden, da sich die Oxidationszahl des Urans nicht verändert (SCHADE 1982). Erst bei Redoxpotentialen unter 50 mV war eine Zunahme des Sättigungskoeffizienten von Uraninit festzustellen (Abb. 55). Dieses Ergebnis stimmt mit den theoretischen Berechnungen überein, die LANGMUIR (1978) zur Uranspeziesverteilung durchführte.

Die Prädominanzgrenze zwischen $HAsO_4^{2-}$ und $H_2AsO_4^{-}$ liegt beim Grubenwasser des Bergwerks Niederschlema/Alberoda bei pH 6,5. Da nur wenige Wässer im Bergwerk einen pH-Wert unterhalb dieser Grenze haben, liegt das Arsen somit größtenteils in der zweiten Dissoziationsstufe der Arsensäure vor. Innerhalb der am häufigsten gemessenen pH-Werte sind dies 70 … 90 % allen Arsens. Arsen zeigt zwischen 50 mV und 500 mV Eh-Wert keine signifikante Abhängigkeit der Spezies vom Eh-Wert, wie es dem von SPERLING & MERKEL (1992) errechnete Prädominanzdiagramm entspricht.

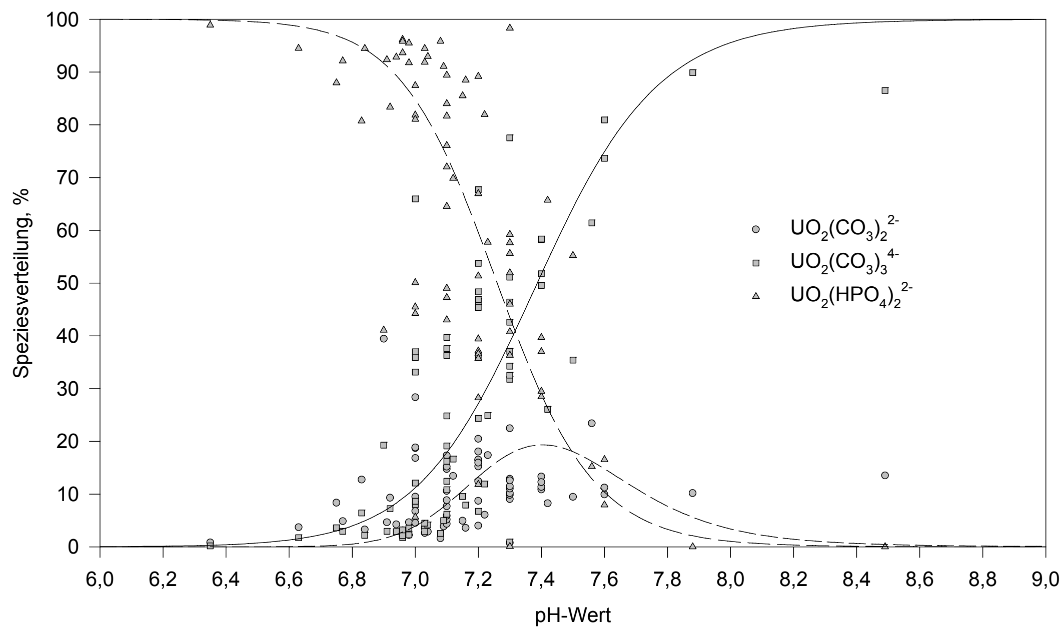


Abb. 52: Verteilung der Uranspezies im Grubenwasser des Bergwerks Niederschlema/Alberoda in Abhängigkeit von den gemessenen pH-Werten. Eh-Wert etwa 300 mV, 70 Datenpaare.

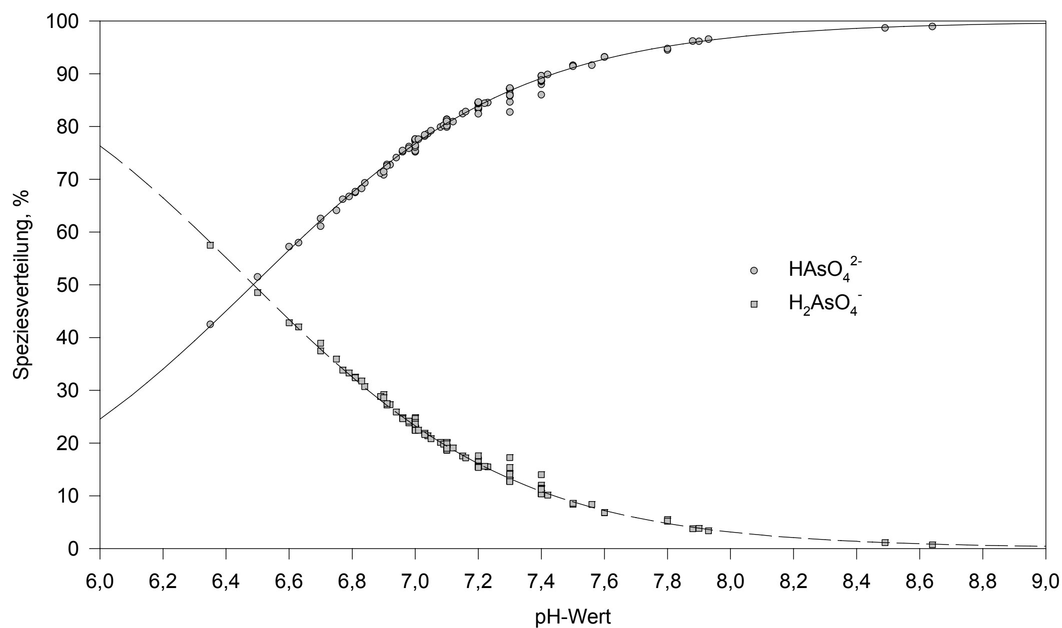


Abb. 53: Verteilung der Arsenspezies im Grubenwasser des Bergwerks Niederschlema/Alberoda in Abhängigkeit von den gemessenen pH-Werten. Eh-Wert etwa 300 mV, 131 Datenpaare.

Tab. 41: Verhältnis von Arsen(III) zu Arsen(V) und von kolloidal sowie kationisch und anionisch gebundenen Arsenspezies im Grubenwasser des Bergwerks Niederschlema/Alberoda. Die Abweichung der 1. Analyse gegenüber den folgenden beruht auf Einflüssen durch Matrixeffekte, die vom Institut für Anorganische und Analytische Chemie der TU Clausthal erst bei der nachfolgenden Analyse 2 beherrscht wurden. Arsen mit Perklin Elmer Hybrid AAS, Uran mit Dr. Lange Photometer CADAS 50, Kolloide mit Ultrafilter Amicon 500 D, Kationen/Anionenaustauscher Dowex III/IV.

Nr	Datum	Schacht	As ges	As^{3+}	As^{5+}	Arsen	Arsen	Arsen	pH	Eh
			mg L^{-1}			kolloidal	anionisch	kationisch		mV
1	07.12.92	366 II b	1,204	50,2 %	49,8 %	vorhanden	> kationisch	< anionisch	7,1	n.b.
2	25.01.93	366 II b	11,95	4,2 %	95,8 %	21,8 %	92,2 %	7,8 %	6,4	150
3	26.10.93	372 b	8,41	12,0 %	88,0 %	55,2 %	85,9 %	14,1 %	7,0	n.b.
4	26.10.93	371 II b	7,96	6,0 %	94,0 %	42,5 %	81,5 %	18,5 %	7,0	n.b.
5	26.10.93	366 II b	8,28	9,4 %	90,6 %	39,7 %	82,8 %	17,2 %	7,0	n.b.
6	15.03.94	366 II b	11,75	1,8 %	98,2 %	29,1 %	68,5 %	31,5 %	6,8	n.b.
7	15.03.94	372 b	11,08	1,8 %	98,2 %	23,9 %	68,3 %	31,7 %	n.b.	n.b.
8	01.12.94	366 II b	2,861	5,9 %	94,1 %	24,9 %	67,7 %	32,3 %	7,0	360

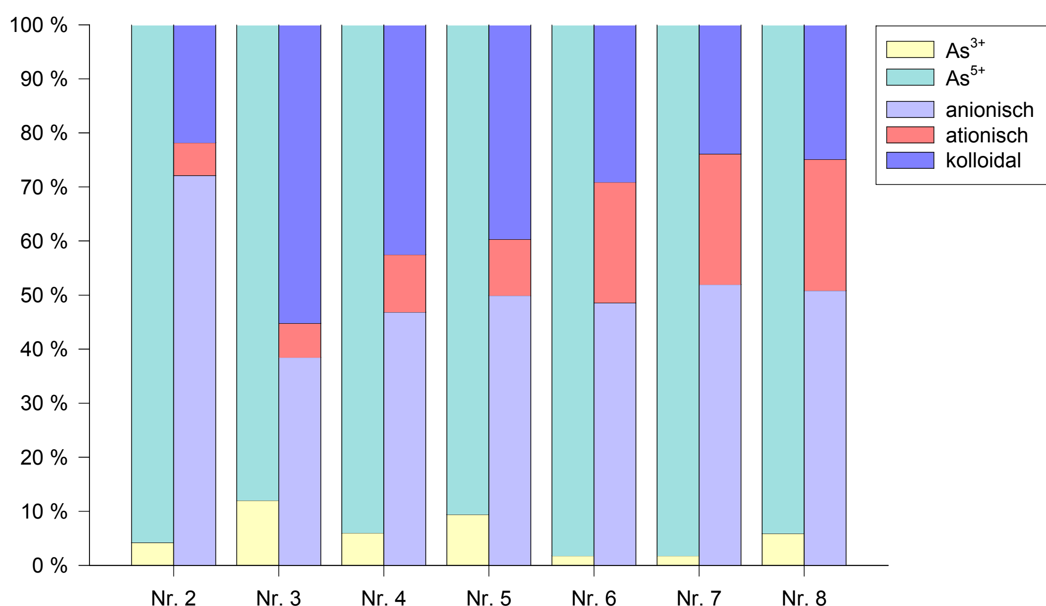


Abb. 54: Grafische Darstellung des Verhältnisses von Arsen(III) zu Arsen(V) (rechte Kolonne) und von kolloidal sowie kationisch und anionisch gebundenen Arsenspezies (linke Kolonne) im Grubenwasser des Bergwerks Niederschlema/Alberoda. Nr. 2: 25.01.93, 366 II b; Nr. 3: 26.10.93, 372 b; Nr. 4: 26.10.93, 371 II b; Nr. 5: 26.10.93, 366 II b; Nr. 6: 15.03.94, 366 II b; Nr. 7: 15.03.94, 372 b; Nr. 8: 01.12.94, 366 II b. Vgl. Tab. 41.

6.4.5 pH-Eh-Abhängigkeiten der Sättigungskoeffizienten ausgewählter Minerale

In einem weiteren Schritt sollte durch eine Variierung des pH- und Eh-Werts in der repräsentativen Analyse 502 gezeigt werden, bei welchen pH-Eh-Bedingungen eine Uran- bzw. Arsenphase gegenüber dem Grubenwasser gesättigt wäre. In einem natürlichen System wird es ohne eine gleichzeitige Änderung anderer Parameter niemals zu einer alleinigen Änderung des pH-Werts

oder Eh-Werts kommen. Daher ist, gerade beim Uraninit, nicht davon auszugehen, daß beispielsweise bei einem pH-Wert von 7,0 und einem Redoxpotential von 0 mV die Gleichgewichtskonzentration von Uran der aus der Analyse 502 entspricht.

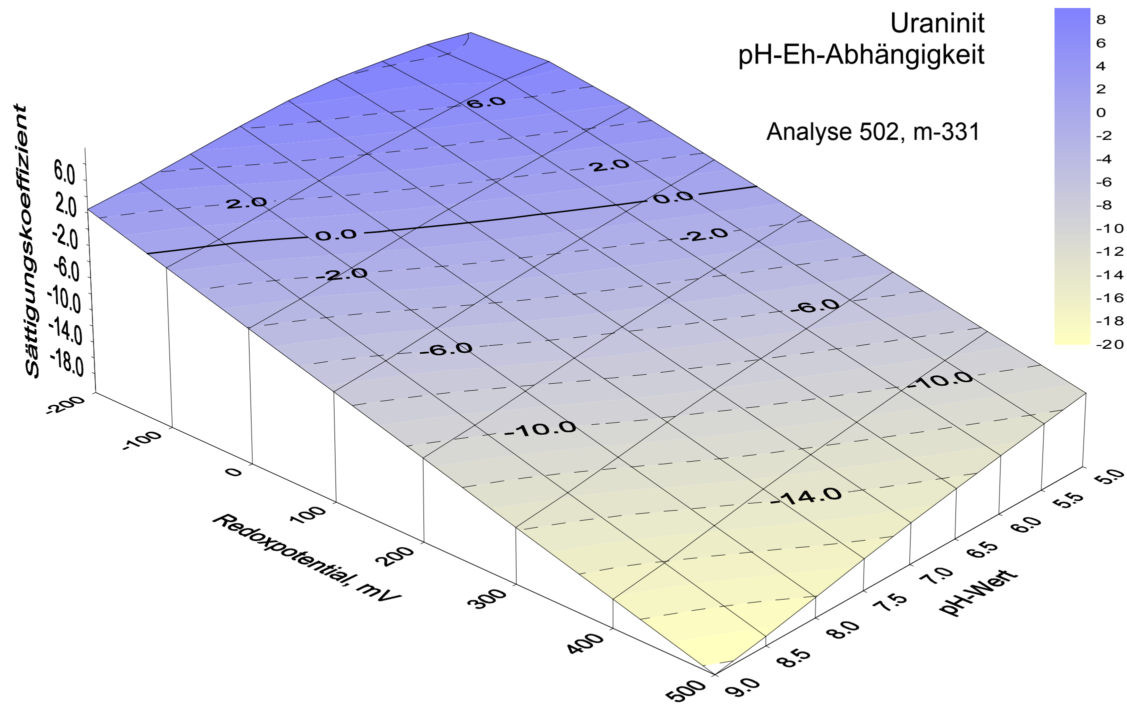


Abb. 55: Abhängigkeit der Uraninitsättigung bei Eh-Werten von -200 … 500 mV und pH-Werten von 5,0 … 9,0. Berechnungsgrundlage ist die Wasseranalyse 502 vom 10. November 1994 (Schacht 366 b, m-331).

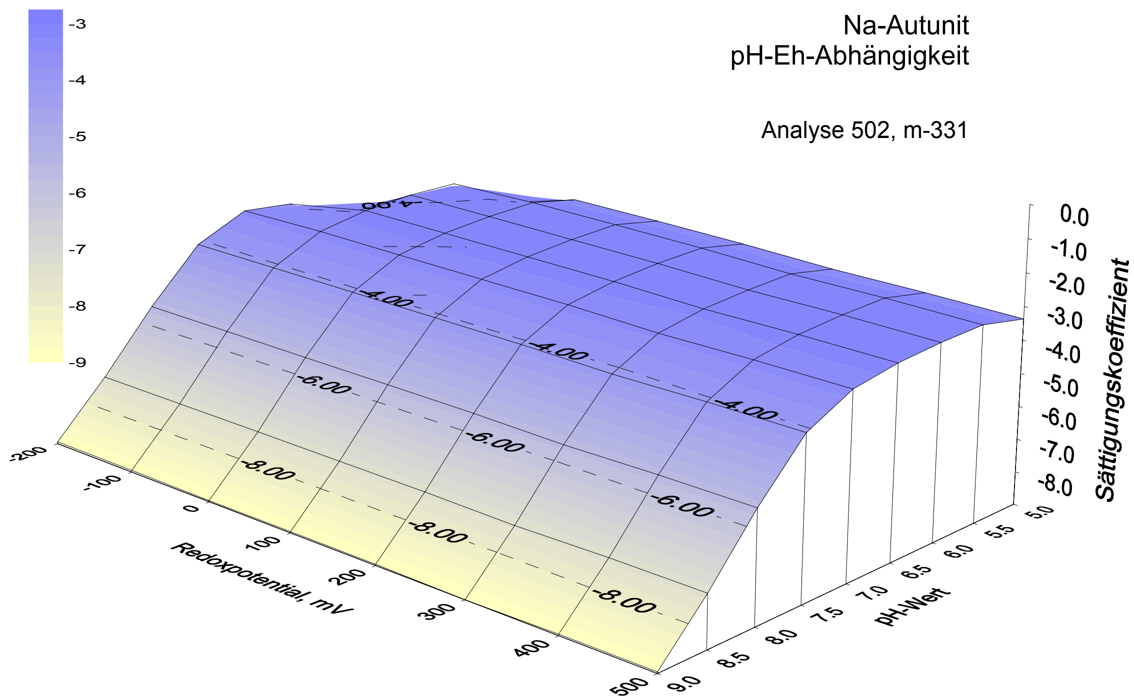


Abb. 56: Abhängigkeit der Na-Autunitsättigung bei Eh-Werten von -200 … 500 mV und pH-Werten von 5,0 … 9,0. Berechnungsgrundlage ist die Wasseranalyse 502 vom 10. November 1994 (Schacht 366 b, m-331).

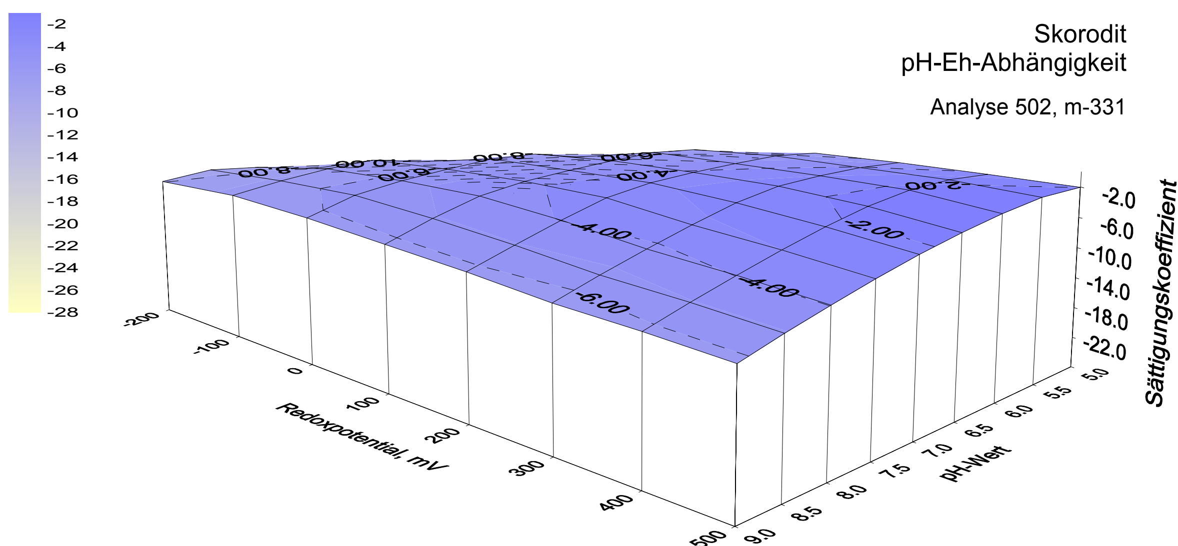


Abb. 57: Abhängigkeit der Skoroditsättigung bei Eh-Werten von -200 … 500 mV und pH-Werten von 5,0 … 9,0. Berechnungsgrundlage ist die Wasseranalyse 502 vom 10. November 1994 (Schacht 366 b, m-331).

Um die pH-Eh-Abhängigkeiten der Sättigungskoeffizienten von Analyse 502 zu berechnen, wurde der pH-Wert von 3,0 bis 11,0 in 0,5er Schritten, das Redoxpotential von -200 mV bis 500 mV in 100 mV-Schritten erhöht (zusätzlich kam der Analysenwert von 330 mV hinzu). Die 144 hypothetischen Wasseranalysen wurden dann mit WATEQ4F berechnet und anschließend wie oben beschrieben ausgewertet. Um die Abhängigkeit des Sättigungskoeffizienten von den beiden physikochemischen Parametern auzuzeigen, erfolgte eine dreidimensionale Darstellung für die pH-Werte zwischen 5,0 und 9,0 und Eh-Werte von -200 bis 500 mV. Der pH-Wert wurde vom sauren zum basischen Milieu skaliert, so daß die pH-Abhängigkeit der Uraninitsättigung besser zu sehen ist, die im sauren, reduzierenden Milieu stark zunimmt. Eine grafische Auswertung fand nur für Uraninit, Na-Autunit und Skorodit statt (Abb. 55, Abb. 56, Abb. 57).

Wie den Abbildungen zu entnehmen ist, erreicht im interessierenden Bereich nur der Uraninit eine hypothetische Sättigung. Die beiden anderen Minerale sind stets untersättigt.

6.4.6 Korrelation mit Radium

Wie im Kapitel 5.2.3 angedeutet, bildet das Radium in natürlichen Systemen nur selten eigene Radiumphasen, sondern ist zumeist an eine andere Feststoffphase gebunden. Es wäre dann zu erwarten, daß die Radiumaktivität im Grubenwasser mit der Sättigung dieser Phase korreliert, da mit zunehmender Sättigung dieser Phase gegenüber dem Grubenwasser mehr Radium in das Wasser freigesetzt wird. Umgekehrt wird beim Erreichen des Sättigungsgleichgewichts Radium in diesen Phasen diadoch gebunden und steht dem Lösungsgleichgewicht nicht mehr zur Verfügung.

Mittels des PEARSON-Korrelationskoeffizienten sollte geprüft werden, inwieweit zwischen der Radiumaktivität und der Sättigung einzelner Phasen eine Beziehung besteht. Dabei zeigte sich eine signifikante positive Korrelation mit Gips ($Ca[SO_4]\cdot 2H_2O$), Jarosit ($KFe_3[(OH)_6|(SO_4)_2]$), Na-Autunit ($Na_2[UO_2|PO_4]_2\cdot 10–12\ H_2O$) und K-Autunit ($K_2[UO_2|PO_4]_2\cdot 10–12\ H_2O$).

Wahrscheinlich wird die Radiumaktivität von einer oder mehreren dieser Radium enthaltenden Phasen kontrolliert. Um welche es sich dabei handelt, läßt sich wegen der starken Variabilität der Radiumaktivität ohne vertiefende Untersuchungen nicht sagen. Anhand der Zusammenstellung von KUBACH & WEIGEL (1977) kann davon ausgegangen werden, daß Radium über die Lösung des Autunits in das Flutungswasser freigesetzt wird. Die Ergebnisse von BLAIR et al. (1980) legen den Verdacht nahe, daß Gips eine entscheidende Rolle bei der Einstellung oder sogar Begrenzung der Radiumaktivität hat (vgl. Kapitel 5.2.3).

6.5 Ergebnisse

Die wichtigsten Einzelergebnisse der statistischen Untersuchungen sind die des KRUSKAL-WALLIS (Tab. 33) und des DUNN Tests (Tab. 57), da sie die Unterscheidung von drei Wassertypen statistisch belegen. Grubenwasser, Intermediäre Wässer und Sickerwässer, deren Einteilung ursprünglich auf dem PIPER- und DUROV-Diagramm beruhten, sind signifikant voneinander unterschiedlich und können, wie hier geschehen, getrennt voneinander diskutiert werden.

Wie die chemisch-thermodynamischen Gleichgewichtsberechnungen mit WATEQ4F zeigen, sind die Karbonate, Gips und einige andere Mineralphasen im Grubenwasser gesättigt. Oxide und Hydroxide sind übersättigt und werden aus dem Grubenwasser ausfallen. Bei den Uran- und Arsenmineralen ist gegenüber dem Grubenwasser durchwegs eine Untersättigung festzustellen.

Die Sättigungskoeffizienten vieler Phasen haben sich zwischen 1991 und 1994 asymptotisch einem bestimmten Wert genähert, den sie gegen Ende des Bearbeitungszeitraums nahezu erreicht hatten. Tendendziell verlaufen die meisten Kurven in Richtung einer Gleichgewichtseinstellung (SI $\approx$ 0), so daß die Sättigungskoeffizienten dieser Phasen sich künftig dem Wert 0 nähern werden.

Sämtliche wichtige Kationen (Ca, Mg, Mn, Sr, Ba) im Grubenwasser werden durch Karbonate oder Sulfate kontrolliert. Die Karbonatlösung ruft die beobachtete Erhöhung der Hydrogenkarbonatmassenkonzentration im Grubenwasser hervor. Die kontrollierende Feststoffphase zur Einstellung der Silikatmassenkonzentration ist Quarz, bei Phosphat ist es Apatit und Sulfat wird durh Gips kontrolliert. Aus den Berechnungen von WATEQ4F ist überdies zu erkennen, daß CO_2 aus dem Grubenwasser ausgast und oberhalb der Wasseroberfläche mehrere Volumenprozent erreichen kann.

Da der Sättigungskoeffizient der Uran- und Arsenminerale deutlich im negativen Bereich liegt, werden die Arsen- und Uranmassenkonzentration nicht über die Gleichgewichtseinstellung zwischen den Mineralen und dem Wasser kontrolliert. Sowohl beim Arsen als auch beim Uran liegt die Massenkonzentration, bei der eine Sättigung gegenüber einem Mineral vorläge, weit von den gemessenen Massenkonzentration entfernt. Daraus sind zwei Folgerungen möglich. Einerseits setzten die schwer löslichen, primären Uran- und Arsenminerale (Pechblende, Löllingit) bei den derzeitigen – und auch künftig zu erwartenden – pH-Eh-Bedingungen ihre Metallgehalte nur langsam in das Grubenwasser frei. Andererseits sind nicht genügend leichter lösliche sekundäre Uranminerale vorhanden, um eine Sättigung des Grubenwassers mit dem jeweiligen Metall hervorzurufen. Beim Arsen erfolgt die Kontrolle der Massenkonzentration über die Adsorption an Oxide und Oxihydrate. Zumindest zeigen einige differenzierte Arsenanalysen bis zu 55 % kolloidal gebundenes Arsen. Vermutlich ist auch Uran teilweise an Oxide und Oxihydrate gebunden, ebenso wahrscheinlich ist dessen Adsorption an organische Bestandteile.

Die Uran- und Arsenspezies des Grubenwassers variieren signifikant mit dem pH-Wert. Während Uran(VI) zu über 98 % im Uranylion ($U^{+VI}O_2^{2+}$) vorkommt, liegt Arsen(V) im Arsenat ($As^{+V}O_4^{3-}$) vor. Eine Abhängigkeit der Oxidationszahl vom Eh-Wert konnte zwischen 50 und 500 mV nicht beobachtet werden.

Mit Radium wurden keine Gleichgewichte berechnet. Dennoch zeigt die Korrelation der Radiumaktivität mit den Sättigungskoeffizienten anderer Mineralphasen, daß Radium durch die Lösung von Autunit freigesetzt und möglicherweise durch die Gipsausfällung kontrolliert wird.

7 Untersuchungen zur Hydrodynamik

7.1 Einführung

Im vorigen Kapitel wurden die Prozesse beschrieben, die zur Stofffreisetzung und Stoffkontrolle führen. Hier nun folgt eine Darstellung der Vorgänge, die innerhalb des gefluteten Wasserkörpers den Transport der freigesetzten Stoffe bewirken.

Zur Strömungsmodellierung, und um die großräumige Bewegung des Grubenwassers im Bergwerk Niederschlema-Alberoda abschätzen zu können, werden Daten benötigt. Dazu gehören beispielsweise die Strömungsgeschwindigkeit, Strömungsrichtung oder Temperatur des Wassers. Die Modellierung selbst ist nicht Bestandteil dieser Arbeit, sondern wird durch Aufträge der Wismut GmbH im Rahmen von Projektstudien erstellt werden.

Anhand des Schemas (Abb. 58) ist erkennbar, welche hydrodynamischen und hydrogeochemischen Daten unter anderem notwendig sind, um ein CFD-Modell (Computerunterstützte Fluid Dynamik) des Bergwerks zu erstellen. In vorliegender Arbeit werden erste Ergebnisse der hydrodynamischen Untersuchungen genutzt, um Aussagen über die Durchmischung des Grubenwassers im Grubengebäude zu gewinnen. Vorher mußte im Hinblick darauf ein optimaler Tracer und eine unter den speziellen Verhältnissen im Bergwerk Niederschlema/Alberoda einsetzbare Aufgabesonde und Probennahmemethode entwickelt werden.

7.2 Tracerversuch

7.2.1 Wahl des Tracers

Zur Untersuchung von Strömungsverhältnissen im Wasser gibt es vier Tracermethoden (HÖLTING 1992):

- Radioaktive Isotope
- Farbstoffe
- Salze
- Triftstoffe

Die vier Methoden müssen prinzipiell folgenden Anforderungen genügen, wobei nicht jede Methode alle aufweist (KÄSS 1991):

- kein natürliches Vorkommen des Tracers
- gute analytische Erfaßbarkeit (auch in großer Verdünnung)
- wasserlöslich bzw. dispergierbar
- widerstandsfähig
- keine Wechselwirkungen zwischen Tracer und Medium
- wirtschaftlich
- physiologisch unbedenklich

Um die Strömungssituation im Bergwerk Niederschlema/Alberoda klären zu können, wurde jede Methode daraufhin überprüft, ob sie im Flutungswasser einsetzbar ist. Abgesehen von der Triftmethode liegen die jeweiligen Gegengründe (Tab. 42) in den physikochemischen Eigenschaften des Flutungswassers. Daher fiel die Wahl in Zusammenarbeit mit der Wismut GmbH auf einen Triftversuch, bei dem mehrere Aufgabestellen und ein bis zwei Entnahmestellen vorgesehen waren.

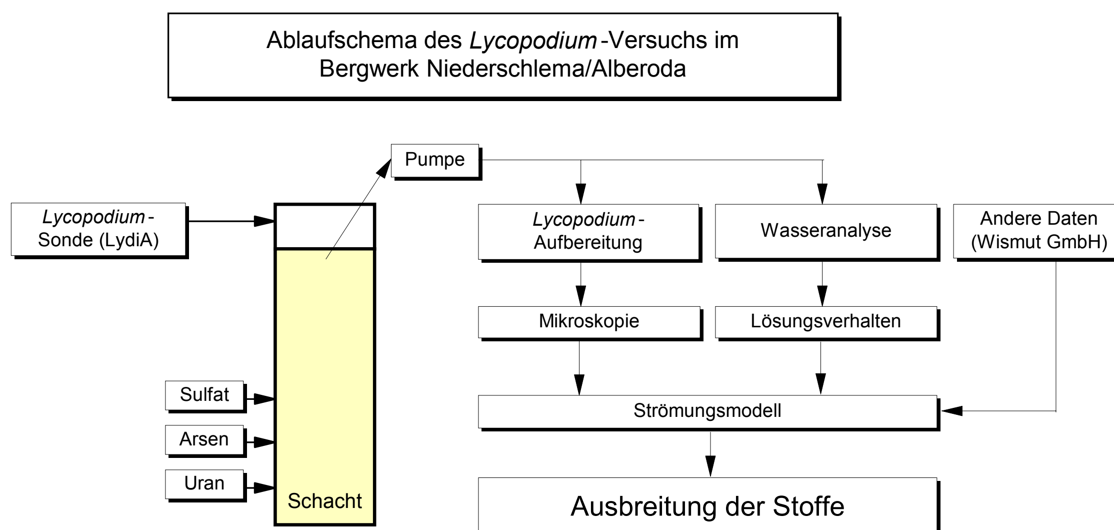


Abb. 58: Schematische Darstellung des *Lycopodium*-Versuchs und damit gekoppelter Themen zur Datengewinnung für eine Strömungsmodellierung.

Tab. 42: Tracermethoden mit deren Nachteilen beim Einsatz im Uranbergwerk Niederschlema/Alberoda.

Methode	Nachteil
Radioaktive Isotope	im Flutungswasser vorhandene Isotope können die Bestimmung stören, beim Einsatz von Tritium (^3H) ist keine Altersbestimmung des Wassers mehr möglich, Genehmigungserteilung fraglich
Farbstoffe	Wechselwirkung Farbstoff – Flutungswasser
Salze	Flutungswasser ist stark mit in Frage kommenden Elementen befrachtet; große Salzmengen wären notwendig
Triftstoffe	besondere Pumpen und Filter nötig

Aus den theoretisch möglichen Triftversuchen wurde der erstmals 1952 von MAYR (1953) angewandte Sporentriftversuch mit *Lycopodium clavatum* (Keulenbärlapp) ausgewählt („*Lycopodium*-Versuch“). Zum einen sind die Sporen gegenüber äußeren Umwelteinflüssen widerstandsfähig, zum anderen lassen sie sich mit Farbstoffen einfärben (MAURIN & ZÖTL 1960) und an verschiedenen Stellen dem Flutungswasser beigeben.

7.2.2 Versuchsdurchführung

Zwischen Januar und Mai 1992 wurden mit sechs Farbstoffen (Safranin, Fuchsin, Bismarckbraun, Kristallviolett, Nilblau, Malachitgrün) Färbeversuche an *Lycopodium clavatum*-Sporen unternommen, um festzustellen, welcher davon im Wasser stabil ist. Obwohl die Farbstoff-Sporen-Kombinationen im Laborversuch keine Veränderungen zeigten, verursachten nicht bekannte Vorgänge beim in situ Versuch eine Verfärbung (s. unten). Alle Sporen wurden nach einem vom Autor modifizierten Verfahren in Anlehnung an die Vorgehensweise bei MAURIN & ZÖTL (1960) folgendermaßen gefärbt:

20 g tetra-Natriumdiphosphat werden in 2300 mL destilliertem Wasser gelöst und ca. 10 Minuten lang unter Rühren auf mittlerer Flamme bis zum Sieden erhitzt. Sodann werden 1000 g *Lycopodium clavatum*-Sporen in einem Topf abgewogen und mit dem erwärmten Wasser vermengt. Um einen umrührbaren Sporenbrei zu erhalten, muß dem Sporen-Wasser-Gemisch gelegentlich zusätzliches destilliertes Wasser ohne tetra-Natriumdiphosphat zugegeben werden. Der Sporenbrei wird danach 10 Minuten lang bei maximal 90 °C gekocht, damit alle Sporen gleichmäßig benetzt sind. Danach wird der Azofarbstoff zugegeben, der aus 10 g des festen Farbstoffs und 125 mL

Ethylalkohol hergestellt wird. Um eine gleichmäßige Einfärbung aller Sporen zu erhalten, muß der Sporenbrei mit dem Farbstoff ein bis zwei Stunden bei maximal 90 °C gekocht werden. Am Ende werden dem Brei unter Rühren 10 mL Formaldehyd zugegeben, die ein Schimmeln der Sporen verhindern sollen. Der Topf bleibt ein bis zwei Tage zum Abkühlen mit geschlossenem Deckel stehen. Anschließend werden die Sporen gewaschen, indem sie mittels einer Vakuumpumpe und ausreichenden Mengen destilliertem Wasser gefiltert werden. Die gewaschenen Sporen kommen bei maximal 70 °C ca. 3 Tage lang in den Trockenschrank und werden im Anschluß gesiebt, um Verunreinigungen (Käfer und Pflanzenbestandteile) von den Sporen abzutrennen (0,125 mm Sieb nach DIN 4188). Üblicherweise bleiben nach dem Sieben etwa 90 % der ursprünglichen Sporenmenge zurück, der Rest sind Verunreinigungen und zusammengeklebte Sporen.

Am 11. Mai 1992 wurden dem Flutungswasser über das Rohrleitungssystem 904 g bismarckbraune Sporen (49,5 %, $n = 2{,}61 \cdot 10^{11}$) und am 12. Mai 1992 nochmals 924 g fuchsinfarbene Sporen (50,5 %, $n = 2{,}67 \cdot 10^{11}$) an der Pumpenstation 296 II der Sohle -996 aufgegeben. Zu diesem Zeitpunkt stand das Flutungswasser auf dem Niveau der Zwischensohle -1312 (Wasserstand: -967,6 m NN, Volumen: ca. $3{,}3 \cdot 10^6$ m^3). Während die bismarckbraunen Sporen auf der Sohle -1620 nahe der SKW-Station (Schraubenkaltwasserstation) am Schacht 383 b zugeführt wurden, gelangten die fuchsinfarbenen über die Sohle -1395 am Gesenk III in das Flutungswasser (Abb. 59). Um eine gegenseitige Kontamination zu vermeiden, erfolgte zwischen beiden Beschickungen 19 Stunden lang eine Spülung des Rohrleitungssystems mit 100 m^3 Wasser in der Stunde. Unter der Annahme, daß sich die Sporen statistisch im Grubenwasserkörper verteilen, müßte ein Liter Flutungswasser etwa 80 Sporen jeder Farbe enthalten. Für den Sporennachweis im abgepumpten Wasser mußte diese theoretische Zahl genügen, um insgesamt wenigstens eine Spore pro Farbe und Liter Wasser nachweisen zu können (MAURIN & ZÖTL 1960 geben einen Ausfall von 99 % an).

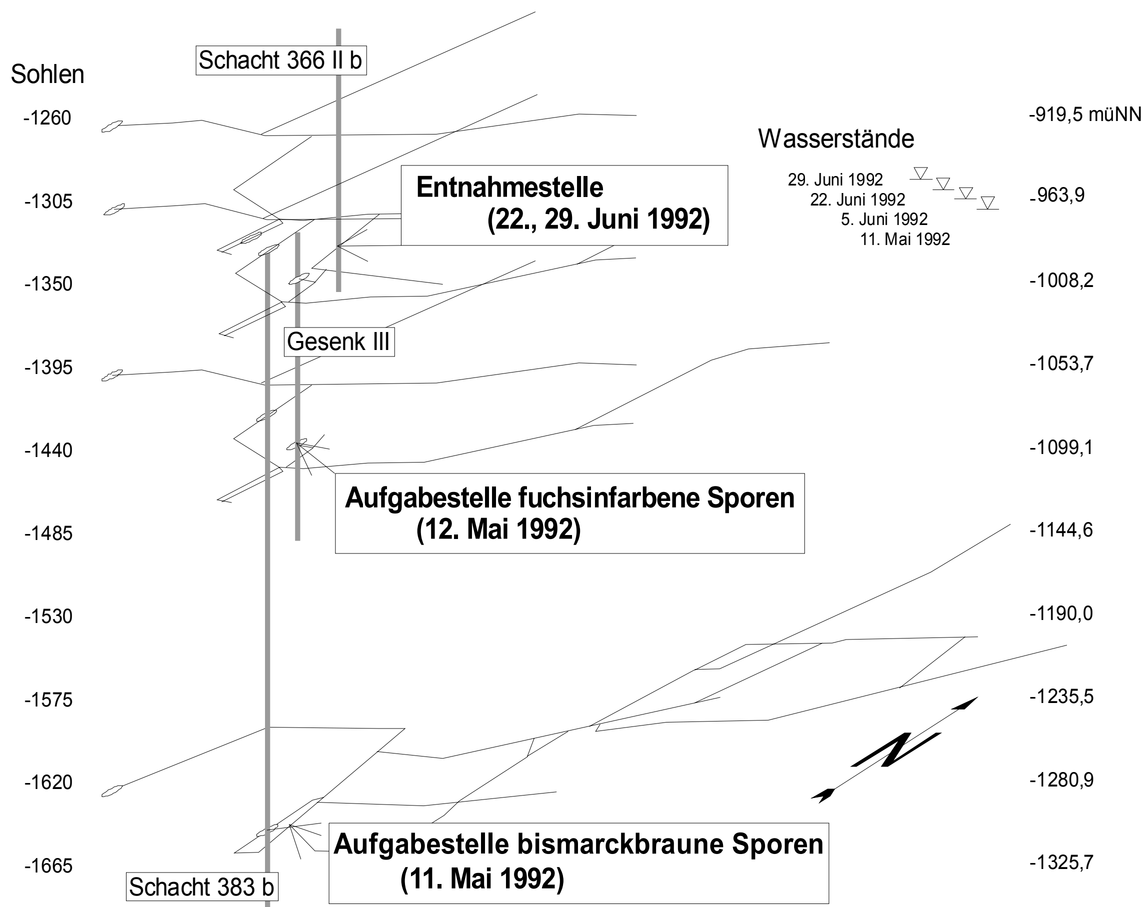


Abb. 59: Geometrische Verhältnisse beim *Lycopodium*-Versuch. Nur die wichtigsten Schächte (383 b, Gesenk III, 366 II b) und Sohlenrisse (-1260, -1305, -1395, -1620) sind vereinfacht dargestellt. Zur Einordnung in das gesamte Grubengebäude vergleiche Abb. 5.

Betriebsbedingt (zu hoher Radon- und zu geringer Sauerstoffgehalt in den Wettern der Sohle -1260) konnte erst am 5. Juni 1992 um 12:40 Uhr begonnen werden, auf der Sohle -1260 am Schacht 366 II b ein *Lycopodium*-Netz (NY 41 HC, Hydro-Bios/Kiel) und eine Tauchpumpe (PLEUGER Mini-Unterwasserpumpe) mit einer Leistung von 167,6 mL min^{-1} zu installieren (Wasserstand: -960,9 m NN). An zwei Tagen, dem 22. Juni (Wasserstand: -956,1 m NN) und dem 29. Juni 1992 (Wasserstand: -950,6 m NN), wurde das Netz gereinigt und die Rückstände in Glasflaschen abgefüllt. Wegen starken Algen-, Bakterien- und Schimmelbefalls an Netz und Holzrahmen (Abb. 60) mußte der Versuch am 29. Juni 1992 gegen 09:30 Uhr nach der Probennahme vorzeitig abgebrochen werden.

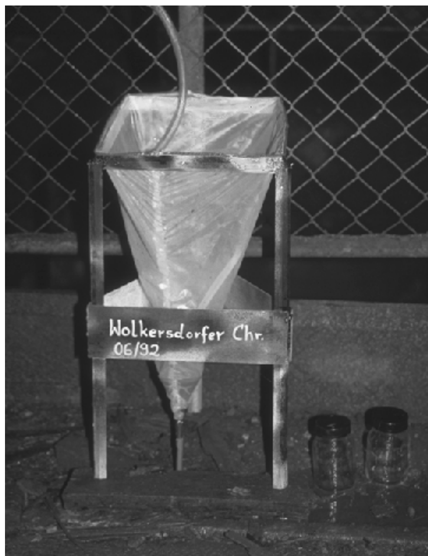


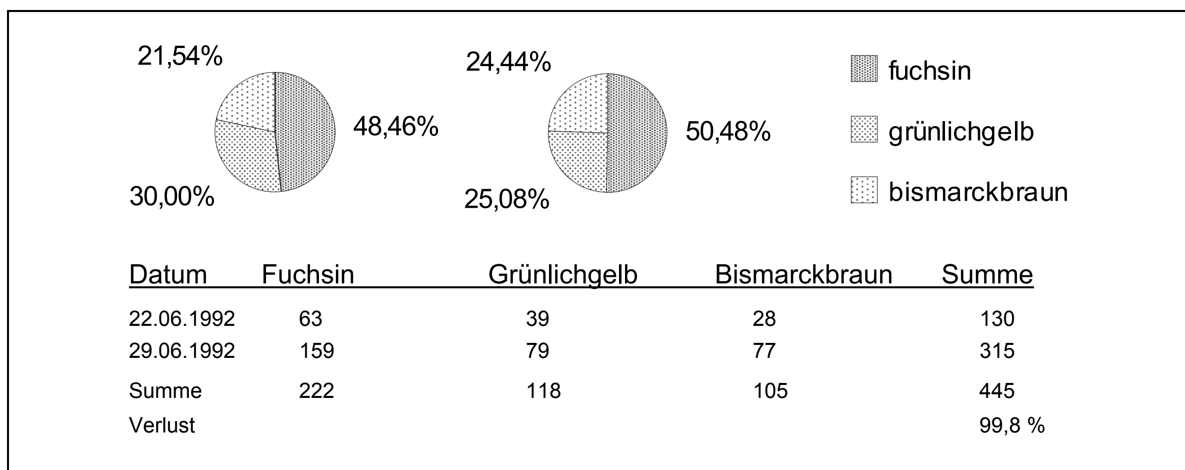
Abb. 60: Installiertes *Lycopodium*-Netz am Schacht 366 II b auf der Sohle -1260. Höhe des Holzrahmens etwa 50 cm.

Während der 24 Tage des Beprobungszeitraums entleerten die kontrollierenden Bergleute mehrmals das *Lycopodium*-Netz. Sie befürchteten, das Netz würde durch die schleimartigen Massen (vermutlich *Beggiatoa*) unwiederbringlich zerstört. Daher stellen die Sporen in den Proben des 22. und 29. Juni 1992 nur einen geringen Prozentsatz der tatsächlich abgepumpten Sporen dar. Weiterhin füllten die Bergleute mit der PLEUGER-Pumpe mehrere 100 Liter Wasser in Kanister ab, die zur chemischen Analyse geschickt wurden. Unter Zugrundelegung der oben angegebenen Pumpzeiten errechnen sich runde 333 Stunden Pumpzeit mit einer abgepumpten Wassermenge von 3300 L und etwa $2{,}64 \cdot 10^5$ Sporen je Farbe.

Trotz der Fehlerquellen sind die Sporenzahlen der beiden getrockneten Netzrückstände bestimmt worden. Bei der Auszählung fanden sich neben fuchsinfarbenen und bismarckbraunen Sporen auch grünlichgelb gefärbte.

Die Summe der bismarckbraunen und grünlichgelben Sporen entspricht nahezu der Anzahl der fuchsinfarbenen (Abb. 61). Vermutlich rufen chemische Prozesse eine Verfärbung des Bismarckbrauns hervor. An welcher Strukturstelle des Azofarbstoffes die Änderung eintritt oder welche Ursachen dafür verantwortlich sind, ist nicht bekannt. Auch eine Versuchsreihe mit mehreren Farbstoff-Wasser-Kombinationen brachte keine Klärung.

Ungeachtet dessen läßt sich aus dem *Lycopodium*-Versuch ableiten, daß am 29. Juni 1992, also nach 49 Tagen, das Flutungswasser im Untersuchungsbereich vollständig durchmischt ist, da das zahlenmäßige Verhältnis der wiedergefundenen Sporen jeder Farbe dem der zugegebenen Sporenmengen entspricht.



Datum	Fuchsin	Grünlichgelb	Bismarckbraun	Summe
22.06.1992	63	39	28	130
29.06.1992	159	79	77	315
Summe	222	118	105	445
Verlust				99,8 %

Abb. 61: Ergebnisse der Sporenauszählung aus den Proben des 22. (links) und 29. Juni 1992 (rechts).

7.2.3 Beschreibung der Lycopodiumsonde (LydiA)

Ein Nachteil der Versuche vom Mai 1992 lag darin, die Sporen nicht zu einem exakten Zeitpunkt an einer bestimmten Stelle in das Grubenwasser einspeisen zu können, sondern nur indirekt über das Rohrleitungssystem. Für die Einspeisung der Sporen in einem Bergwerk mit seinen besonderen Verhältnissen sollten folgende Anforderungen erfüllt sein:

- Freisetzungszeitpunkt bestimmbar (wenigstens 60 Minuten nach Positionierung der Sonde)
- Ortsgenaue Einspeisung, auch in tieferen Bereichen
- Keine Vermischung unterschiedlicher Farben bei der Einspeisung
- Zuverlässiger Öffnungsmechanismus der Aufgabesonden
- Keine Kontamination des durchfahrenen Wasserkörpers mittels unkontrolliert freiwerdender Sporen.

Prinzipiell gibt es drei Möglichkeiten eines Sondenverschlusses:

- mechanisch-elektronisch
- explosiv-elektronisch
- chemisch.

Während der Vorüberlegungen zeigte sich, daß ein chemischer Verschluß bei den physikochemischen Bedingungen und den zu erwartenden hohen Drücken im Bergwerk Niederschlema/Alberoda am zuverlässigsten arbeiten würde. Gleichzeitig mußte die Forderung erfüllt werden, daß weder der chemische Verschluß noch die Sporen während des Beladens der Sonde Schaden nehmen oder herausfallen dürfen.

Die Substanz für den chemischen Verschluß muß folgenden Anforderungen genügen:

- leichte Lösbarkeit
- Stabilität gegenüber Außendruck
- Schutz der Sporen während Ablaß- und Auflösphase

Anhand dieses Forderungskataloges wurden im Rahmen dieser Arbeit insgesamt vier Sporensonden (LydiA: ***Ly**copo**di**um-**A**ufgabe-Sonde, **Ly**copo**di**um **A**pparatus) mit unterschiedlichen Druckausgleichs- und Schließmechanismen konzipiert und getestet. LydiA1 bis LydiA3 basieren auf einem Feder-Kolben-Mechanismus, der in einem Aluminumkolben frei beweglich ist, sobald der Sondenverschluß sich öffnet. Gummidichtungen an Deckel und Verschluß garantieren, daß Wasser nur durch den chemischen Verschluß hindurch zu den Sporen gelangt. LydiA4 hingegen besteht aus speziell konstruierten Teilen, die durch Polyvinylalkohol (PVA) miteinander verklebt sind.

Vom 2. April 1992 bis 16. Juni 1992 wurden Experimente mit verschiedenen PVAs durchgeführt, um deren Wasserlöslichkeit zu ermitteln (Tab. 43). Das PVA-Granulat wurde entsprechend dem Merkblatt Nr. 2160.890 „Polyviol" der Wacker-Chemie GmbH oder der Broschüre „Moviol Po-

lyvinylalkohol“ der Hoechst AG gelöst. Anhand der Versuche stellten sich MOVIOL 4–88 und Polyviol g 04/140 als am besten geeignet für den chemischen Verschluß heraus.

In acht Einzelversuchen zwischen 8. November 1994 und 22. Juni 1995 mit jeweils 8,5 g, in 20 … 40 mL Wasser gelöstem PVA wurde LydiA4 mittels 2 bis 4 PVA-Schichten verschlossen. Es konnte gezeigt werden, daß die optimale Verklebung bei 8,5 g PVA mit 20 mL Wasser und drei Schichten entsteht, wobei die Zeit bis zum Auseinanderbrechen 6 … 10 Stunden und die Dauer des vollständigen Sporenaustritts nochmals etwa 5 … 8 Stunden beträgt (Tab. 44).

Zusammenfassend läßt sich bemerken, daß LydiA4 geeignet ist, gemäß den Anforderungen von Kapitel 7.2.3 im Bergwerk eingesetzt zu werden. Ein in-situ-Test kann erst dann wieder stattfinden, wenn der Wasserspiegel im Bergwerk Niederschlema-Alberoda hoch genug steht, um mit den PLEUGER-Mini-Pumpen Wasser entnehmen zu können.

Tab. 43: Löslichkeitsverhalten von 1 … 2 mm dicken PVA-Filmen in 1000 mL kaltem destilliertem Wasser. Die Probenmenge zur Filmherstellung wurde derweise gewählt, daß die PVA-Körner in 20 mL destilliertem H_2O unter Erhitzen gerade noch löslich waren. Die Menge der Dispersion LL 869 wurde so gewählt, daß sich nach dem Trocknen ein ca. 2 mm dicker Film gebildet hatte.

Name	Hersteller	Löslichkeitsverhalten	Menge g
Moviol 4–88	Hoechst	sehr gut	3,1
Moviol 4–98	Hoechst	schlecht	2,0
Moviol 40–88	Hoechst	mäßig	3,6
Polyviol g 04/140	Wacker	gut	3,8
Polyviol g 28/10	Wacker	schlecht	1,7
Dispersion LL 869	Wacker	schlecht	13,0

Tab. 44: Ergebnisse aus den acht Versuchen mit LydiA4 zwischen 8. November 1994 und 22. Juni 1995. [1]: nicht durchgeführt, [2]: vollständiger Austritt wurde nicht abgewartet.

PVA-Einwaage	H_2O-Zugabe	Schichten	Sondenbruch	Sporeneinwaage	Austrittszeit
g	mL		h:min	g	h
8,5	40	2	—[1]	—[1]	—[1]
8,5	20	2	—[1]	—[1]	—[1]
8,5	20	4	7:08	—[1]	—[1]
8,5	20	3	nach 9 Stunden abgebrochen		
8,5	20	3	5:50	—[1]	—[1]
8,5	20	3	10:15	718	—[2]
8,5	20	3	10:07	803	8
8,5	20	3	8:09	772	5

7.2.4 Versuche mit Azofarbstoffen

In zwei Versuchsreihen sollte geklärt werden, worauf die Farbänderungen des Bismarckbrauns beruhen. Im ersten Versuch kamen jeweils 1 … 2 g Sporen in Reagenzgläser, die mit Salzsäure (pH = 2), destilliertem Wasser (pH = 6) oder Natriumhydroxid (pH = 11) gefüllt waren. Hierbei sollte getestet werden, ob die Farbänderung auf pH-bedingte Reaktionen der Farbstoffe zurückgeführt werden kann. Weder nach 1, noch nach 2 Wochen waren an den Sporen organoleptisch erkennbare Farbänderungen vorhanden. Diese Erkenntnis führte zu einer zweiten Versuchsreihe, mit Variierung der chemischen Matrix des Wassers, der Temperatur und der Bestrahlung. Dazu wurden jeweils etwa 0,2 g Sporen mit 0,20 L Wasser unterschiedlicher Zusammensetzung und Temperatur (Tab. 45) vermischt und zwischen dem 18. März 1993 und 2. Mai 1993 im Labor beobachtet. Die Ergebnisse des Versuchs, dessen Dauer an der Verweilzeit der Sporen vom Mai und Juni 1992 ausgerichtet war, sind in der Tabelle (Tab. 46) zusammengefaßt.

Tab. 45: Versuchsanordnung, um die Stabilität unterschiedlicher Sporenfärbungen sowie Gründe für die Entfärbung der bismarckbraunen Sporen zu ermitteln. Die Strahlenquelle, 241,44 g Uraninit (UO_2) mit einer spezifischen Aktivität von 9300 Bq kg^{-1}, wurde in einem Abstand von 5 cm von den Probegefäßen BiBW, FuBW und LoBW postiert (Aktivität 311 Bq). Temperatur: Durchschnittstemperatur während der Versuchszeit.

Sporenfarbe	Temperatur	Wassermenge	Bismarckbraun	Fuchsin	Fluorescein
Leitungswasser	19,1	0,20 L	BiLe – 0,22 g	FuLe – 0,24 g	LoLe – 0,2 g
Kaltes Flutungswasser	19,0	0,20 L	BiKF – 0,22 g	FuKF – 0,24 g	LoKF – 0,2 g
Warmes Flutungswasser	26,2	0,20 L	BiWF – 0,22 g	FuWF – 0,24 g	LoWF – 0,2 g
Bestrahltes Flutungswasser	18,8	0,20 L	BiBW – 0,22 g	FuBW – 0,24 g	LoBW – 0,2 g

Neben bismarckbraunen und fuchsinfarbenen wurden Sporen eingesetzt, die mit Fluorescein gefärbt waren, da dieser Farbstoff gegenüber äußeren Einflüssen stabil sei (Dr. M. STEINFATT, TU Clausthal, pers. Mitt.). Außer in den Proben mit Leitungswasser konnte dies nicht bestätigt werden, da die Proben LoBW, LoWF nach einem, die Probe LoKF nach fünf Tagen Veränderungen an den Sporen zeigten. Die mit 311 Bq bestrahlten Sporen LoBW wurden auf der zur Strahlenquelle gerichteten Seite sogar schwarz.

Alle anderen Proben zeigten im kalten Leitungswasser (BiLe, FuLe) und bestrahlten Flutungswasser (BiBW, FuBW) keine bis geringe Veränderungen. Im „Kalten Flutungswasser“ quollen die Sporen nach zwei (BiKF) bzw. drei (FuKF) Tagen leicht auf.

Das „Warme Flutungswasser“ verursachte bei den bismarckbraunen Sporen (BiWF) nach einem Tag ein deutliches, bei den fuchsinfarbenen nach fünf Tagen ein leichtes Aufquellen. Am Ende des 46tägigen Versuchs war weder bei den bismarckbraunen noch den fuchsinfarbenen Sporen eine Farbänderung erkennbar.

Keiner der Parameter pH-Wert, Temperatur, chemische Matrix oder Strahlungsintensität ist daher für die Farbänderungen verantwortlich. Möglicherweise sind mikrobielle Aktivitäten die Ursachen der Farbänderung. Diese Vermutung konnte wegen fehlender apparativer Ausstattung jedoch nicht überprüft werden.

7.2.5 Ergebnisse und Diskussion

Da es nicht möglich war, während des Versuchszeitraums eine kontinuierliche Beprobung durchzuführen, kann die Fließgeschwindigkeit nur abgeschätzt werden. Von der Aufgabestelle, nahe des Blindschachts 383 b auf Sohle -1620 (-1280 m NN), bis zur Abpumpstelle unterhalb der Sohle -1260 (-961,5 m NN) mußten die bismarckbraunen Sporen eine vertikale Strecke von d_v = 320 m und eine horizontale von d_h = 460 m, zusammen d_g = 780 m zurücklegen. Sie benötigten dafür höchstens die Zeit zwischen dem 11. Mai und 22. Juni 1992, also 42 Tage. Es errechnet sich eine Minimalgeschwindigkeit von v_s = 0,77 m h^{-1} (Formel 44).

$$v_s = \frac{d_h + d_v}{t} = \frac{460\ \text{m} + 320\ \text{m}}{1008\ \text{h}} = 0{,}77\ \text{m}\ \text{h}^{-1} \qquad (44)$$

Folgende Ergebnisse brachten der Tracerversuch und die Versuche mit unterschiedlichen Sondentypen:

- Gefärbte Bärlappsporen eignen sich als Tracer in einem gefluteten Bergwerk, um Strömungsverhältnisse festzustellen
- Die gewählte Probennahmeart ist geeignet, Sporen wiederzufinden
- Kontinuierliche Probennahme muß sofort nach Versuchsbeginn beginnen, um die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Sporen erfasssen zu können
- Nach 42 Tagen ist das Wasser von Sohle -1620 und -1395 im Bereich des Schachts 366 II b, Sohle -1260 homogen durchmischt
- Die Sonde LydiA4 ist zur Aufgabe von Sporen in einem Bergwerk geeignet

Tab. 46: Zusammenstellung der Ergebnisse aus den Versuchen mit gefärbten Sporen. Temperatur in °C. Erklärung der Abkürzungen in Tab. 45. bräunli.: bräunlich.

Datum		BiLe	FuLe	LoLe	BiKF	FuKF	LoKF
18.3.1993,	Wasser	klar	klar	klar	hellbraun	hellbraun	hellbraun
18:40	Temperatur	20,4	20,4	20,4	19,8	19,8	19,8
	Sporen	–	–	–	–	–	–
19.3.1993,	Wasser	klar	klar	fluoreszierend	hellbraun	hellbraun	fluoreszierend
8:32	Temperatur	19,2	19,2	19,2	19,12	19,1	19,1
	Sporen	–	–	–	–	–	–
20.3.1993,	Wasser	klar	klar	fluoreszierend	hellbraun	hellbraun	fluoreszierend
10:44	Temperatur	18,9	18,9	18,9	18,8	18,8	18,8
	Sporen	–	–	–	leicht gequollen	–	–
23.3.1993,	Wasser	klar	klar	fluoreszierend	hellbraun	hellbraun	fluoreszierend
13:26	Temperatur	18,9	18,9	18,9	18,9	18,9	18,9
	Sporen	–	–	–	leicht gequollen	leicht gequollen	bräunli., leicht gequollen
29.4.1993,	Wasser	klar	klar	fluoreszierend	hellbraun	hellbraun	fluoreszierend
19:33	Temperatur	18,3	18,3	18,3	18,2	18,2	18,2
	Sporen	–	–	–	leicht gequollen	leicht gequollen	bräunli., leicht gequollen
2.5.1993,	Wasser	klar	klar	fluoreszierend	hellbraun	hellbraun	fluoreszierend
8:48	Temperatur	18,9	18,9	18,9	19,0	19,0	19,0
	Sporen	–	wenig gequollen	wenig gequollen	leicht gequollen	leicht gequollen	bräunli., leicht gequollen

Datum		BiWF	FuWF	LoWF	BiBW	FuBW	LoBW
18.3.1993,	Wasser	hellbraun	hellbraun	hellbraun	hellbraun	hellbraun	hellbraun
18:40	Temperatur	19,8	19,8	19,8	19,8	19,8	19,8
	Sporen	–	–	–	–	–	–
19.3.1993,	Wasser	hellbraun	hellbraun	fluoreszierend	hellbraun	hellbraun	fluoreszierend
8:32	Temperatur	28,5	28,5	28,5	19,0	19,0	19,0
	Sporen	gequollen	–	bräunlich	–	–	schwärzlich
20.3.1993,	Wasser	hellbraun	hellbraun	fluoreszierend	hellbraun	hellbraun	fluoreszierend
10:44	Temperatur	24,4	24,4	24,4	18,7	18,7	18,7
	Sporen	gequollen	–	bräunlich	–	–	schwarz, zur Strahlenquelle
23.3.1993,	Wasser	hellbraun	hellbraun	fluoreszierend	hellbraun	hellbraun	fluoreszierend
13:26	Temperatur	24,9	24,9	24,9	18,7	18,7	18,7
	Sporen	gequollen	leicht gequollen	gequollen, bräunlich	–	–	schwarz, zur Strahlenquelle
29.4.1993,	Wasser	hellbraun	hellbraun	fluoreszierend	hellbraun	hellbraun	fluoreszierend
19:33	Temperatur	30,5	30,5	30,5	17,9	17,9	17,9
	Sporen	gequollen	leicht gequollen	gequollen, bräunlich	–	–	schwarz, zur Strahlenquelle
2.5.1993,	Wasser	hellbraun	hellbraun	fluoreszierend	hellbraun	hellbraun	fluoreszierend
8:48	Temperatur	28,9	28,9	28,9	18,8	18,8	18,8
	Sporen	gequollen	leicht gequollen	gequollen, bräunlich	–	–	schwarz, zur Strahlenquelle

7.3 Temperaturmessungen

7.3.1 Energiequellen

Das Erzgebirge gehört mit einer Wärmestromdichte von q = 70 … 95 mW m^{-2} in den neuen Bundesländern zu den Gebieten mit den größten Wärmeströmen (HURTIG & OELSNER 1979). Aus numerischen Modellierungen errechnet sich bis 12 km Tiefe eine geothermische Tiefenstufe von

durchschnittlich 40 m, die unterhalb 14 km Tiefe im Bereich der Gera-Aue-Joachimsthal-Störung höher, im Flöhatal niedriger ist (OELSNER & HURTIG 1979).

Im Uranbergwerk Niederschlema/Alberoda wird die Temperatur des Flutungswassers von verschiedenen Faktoren verursacht, von denen drei genannt seien. Erstens die geothermische Tiefenstufe, zweitens die langjährige Kühlung der Schächte und Strecken auf etwa 25 °C und drittens vernachlässigbare, radioaktive Zerfallsprozesse im Flutungswasser und am Kontakt des Wassers mit Erzgängen. Im Grubentiefsten (Sohle -1800) beträgt die Temperatur aufgrund der geothermischen Tiefenstufe von 32 m etwa 70 °C. Dafür ist insbesondere die Wärmeerzeugung (Tab. 47) beim Zerfall von diffus im Gestein verteiltem Uran, Thorium und Kalium verantwortlich (^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th, ^{40}K, Tab. 48). Eine weitere, die geothermische Tiefenstufe beeinflussende, nicht zu vernachlässigende Wärmequelle, ist der postkinematische Auer Granit (SEIM & TISCHENDORF 1990, JUST 1992, JUST 1980) und vermutlich das aus der oben erwähnten Modellierung erkennbare Wärmehoch der Gera-Aue-Joachimsthal-Störung. Die Wärmeproduktion des Auer Granits entspricht vermutlich der des Eibenstocker und Kirchberger Granits und beträgt somit A = 3,0 … 6,7 µW m^{-3}. Eine deutlich geringere Wärmeproduktion mit A = 1,7 µW m^{-3} zeigen die Phyllite (JUST 1992).

Solange im Bergwerk aktiv Uran abgebaut wurde, liefen auf verschiedenen Sohlen Kühlaggregate, um die Grubenwetter auf eine Temperatur von 25 °C zu kühlen. Im näheren Umfeld um die Grubenbaue führte dies zur Abkühlung des Gebirges, die erst ausgeglichen werden muß, bevor die Geothermalenergie für die Erwärmung des Grubenwassers zur Verfügung steht.

Die Wärmeerzeugung aus dem Zerfall der radioaktiven Isotope im Uraninit (vor allem ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th), die im Grubenwasser gelöst sind, ergibt keinen entscheidenden Beitrag zur Temperaturerhöhung des Flutungswassers. Ausgehend von der spezifischen Wärmekapazität des Flutungswassers $c_p \approx 4{,}0$ J K^{-1} g^{-1} (Meerwasser: c_p = 3,93 J K^{-1} g^{-1}, Dest. Wasser: c_p = 4,184 J K^{-1} g^{-1}) und einer spezifischen Wärmeproduktion des Uraninits ($^{238}U_{0,896}{}^{235}U_{0,006}Th_{0,098}O_2$) von $A = 7{,}98 \cdot 10^{-2}$ µW g^{-1} (78,94 % ^{238}U; 0,57 % ^{235}U; 8,61 % ^{232}Th) errechnet sich nach Formel 45 eine Aufheizgeschwindigkeit von

$$w = \frac{A}{c_p} = \frac{7{,}98 \cdot 10^{-8}\ \mathrm{W\,g^{-1}}}{4{,}0\ \mathrm{JK^{-1}\,g^{-1}}} = 2{,}0 \cdot 10^{-8}\ \mathrm{K\,s^{-1}} \qquad (45)$$

pro Masseneinheit Uraninit und Wasser. Obgleich OBRIKAT & FUSBAN (1993) durch ihre Analysen zeigen, daß die Isotopenverteilung von Uran und Thorium im Wasser nicht der des Uraninits entspricht, soll zur konservativen Abschätzung der Temperaturerhöhung im Flutungswasser von einer gleichmäßigen Isotopenfreisetzung ausgegangen werden. Dies bedeutet, daß bei 36 · 10^{6} m^{3} Flutungswasser und 6 mg Uran (Erwartungswert für das Flutungsende) pro Liter Flutungswasser runde 230.000 a notwendig wären, um eine Temperaturerhöhung von 1 K hervorzurufen.

Tab. 47: Spezifische Wärmeerzeugungsraten und relative Häufigkeiten von ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th, ^{40}K (BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT 1981, zitiert aus SEIM & TISCHENDORF 1990).

	Einheit	^{238}U	^{235}U	^{232}Th	^{40}K
Spezifische Wärmeproduktion A	µW kg^{-1}	94	579	26	30,2
relative Häufigkeit	%	99,276	0,720	100,0	0,01167

Tab. 48: Spezifische Aktivität in Bq kg^{-1} von ausgewählten Radionukliden im Feingut von Halden unterschiedlicher Standzeit (ZETZSCHE 1994). Alle drei Halden befinden sich im Bereich des Umweltkatasters Niederschlema/Alberoda.

Halde Nr.	Standzeit	^{238}U	^{235}U	^{232}Th	^{40}K	^{226}Ra	^{210}Pb	^{136}Cs
208	1949	130 ± 50	6 ± 1	55 ± 12	880 ± 180	245 ± 50	200 ± 70	41 ± 9
296	1952	250 ± 70	11 ± 3	40 ± 10	910 ± 190	690 ± 140	350 ± 120	68 ± 15
371	1959	520 ± 100	24 ± 5	52 ± 12	1000 ± 210	670 ± 130	530 ± 150	27 ± 7

7.3.2 Messungen und Auswerteverfahren

Mit den detaillierten, noch andauernden Temperaturmessungen sollen Erkenntnisse zur Hydrodynamik des Wasser im Grubengebäude gewonnen werden. Die Ergebnisse sind zusammen mit denen der Kapitel „Weitere physikochemische Messungen“ (Kapitel 7.4), Strömungsgeschwindigkeit“ (Kapitel 7.5) und „Die Flutung des Bergwerks Niederschlema/Alberoda“ (Kapitel 7.6) in die Diskussion der Ergebnisse (Kapitel 7.7) eingeflossen. Dort wird eine Modellvorstellung zum Flutungsablauf im Bergwerk Niederschlema-Alberoda entwickelt.

Anfang Juni 1992 hat der Autor der Wismut GmbH ein Konzept vorgelegt, um im Flutungswasser durch Druck-, Temperatur-, Redoxpotential-, Leitfähigkeits- und pH-Wert-Messungen ein kontinuierliches Monitoring des Flutungsverlaufs zu gewährleisten (Tab. 49). Ziel dieser physikochemischen Messungen ist es, die hydrogeochemischen, thermischen und hydrodynamischen Prozesse bei der Flutung des Bergwerks Niederschlema-Alberoda zu klären und aufzuzeichnen.

Tab. 49: Mögliche Fragestellungen, die durch die Messung der physikochemischen Parameter im Bergwerk Niederschlema/Alberoda geklärt werden können.

Gesamtziel

- Überprüfung des Modells durch wirklich eingetroffenen Veränderungen

Temperatur/Leitfähigkeit

- Aufbau des Strömungsverhaltens während der Überflutung einer Sohle
- Zunahme/Abnahme gelöster Ionen
- Konvektion/Diffusion/Turbulenzen
- Temperaturschichtung im Bergwerk
- Stoff- und Wärmetransport in den Schächten und Strecken

Druck

- Brechen von Dämmen
- Beobachtung des Wasseranstiegs/Diskontinuitäten
- Überflutungsbeobachtung größerer Hohlräume
- Auswirkungen von Regenfällen
- Eindringen von zusätzlichem Wasser
- Druckerhöhungen infolge Strömung
- Mechanische Stabilität des Grubengebäudes

pH/Eh

- Bestimmung der Lösungsmöglichkeiten bestimmter Elemente
- Berechnen von Phasengleichgewichten

Zur Temperaturmessung in den Schächten 366 II b, 371 II b, 383 und 372 b wurde eine tragbare Temperatur- und Wasserstandsonde eingesetzt, die eine Auflösung von 0,1 °C hat und an einer 500 Meter langen Litze mit Zentimetereinteilung befestigt ist. Zwischen 22. Juni 1992 und 14. September 1992 kamen Temperatur-, Leitfähigkeits- und Drucksonden der Firma PIC/München zum Einsatz, die wegen Schäden an den Steckverbindungen und der Elektronik wieder abgebaut werden mußten (kompletter Ausfall am 25. August 1992). Vom 27. Juli 1994 bis 5. August 1994 und vom 6. September 1994 bis 9. November 1994 kam im Schacht 383 eine automatisch aufzeichnende Temperatur-, Leitfähigkeits-, pH- und Drucksonde (Multiparametersonde) der Fa. LogIn GmbH/Gommern zum Einsatz, die durch Korrosion des Stahlkabels am 4. September 1994 verlorenging. Die Messungen in den Schächten 371 II b und 372 b erfolgten von der Sohle -990, im Schacht 383 von der Sohle -540 aus und im Schacht 366 II b hingegen von Arbeitsbühnen aus, die jeweils 5 … 7 m oberhalb der nächsten zu flutenden Sohle montiert waren. Zusätzliche Messungen führte die Firma DFA/Chemnitz im Auftrag der Wismut GmbH vom 15.3.93—19.3.93, 30.3.93—6.4.93, 7.3.94—25.3.94 und 21.11.94—2.12.94 durch (DFA Fertigungs- und Anlagenbau-Gesellschaft 1993, DFA Fertigungs- und Anlagenbau-Gesellschaft 1994, C & E Consulting und Engineering GmbH 1994).

Tab. 50: Zusammenstellung der Rahmendaten zu den Temperaturmessungen der TU Clausthal und Wismut GmbH in den Schächten 366 II b, 371 II b und 372 b.

Schacht	Anfang	Sumpf	Meßbeginn	Meßende	Anzahl	Temp. min	Temp. max.
366 II b	Sohle -990	Sohle -1350	5.6.92	28.9.93	51	25,3 °C	41,0 °C
371 II b	Sohle -990	Sohle -1350	24.8.92	21.9.93	36	29,5 °C	40,9 °C
372 b	Sohle -990	Sohle -1620	21.12.92	14.9.93	20	36,3 °C	40,6 °C

Am 5. Juni 1992 begannen in der Wassersäule einiger Schächte erste regelmäßige Temperaturmessungen (vertikale Temperaturprofile). Diese erreichten im Schacht 366 II b Teufen von -1030 m NN (zwischen Sohle -1395 und -1350), im Schacht 371 II b -980 m NN (zwischen Sohle -1350 und -1305) und im Schacht 372 b -1140 m NN (unterhalb Sohle -1485). Das Meßprogramm endete am 28. September 1993, nachdem sich die Sonde im Schacht 366 II b in 142,00 m Wassertiefe (-876,32 m NN) an inadäquat entsorgtem Aktenmüll verfangen hatte und nicht mehr geborgen werden konnte. Einzelheiten zu den selbst durchgeführten Meßprogrammen sind in der Tabelle aufgelistet (Tab. 50).

Um die zeitliche Entwicklung der Temperaturverteilung in den Schächten darstellen zu können, wurden aus den gemessenen vertikalen Temperturprofilen der Schächte 366 II b, 371 II b und 372 b durch lineare Interpolation die Temperaturen an vorher festgelegten Teufen berechnet. Aus den Schächten 366 b, 296 II b, 371 und 383, in denen die DFA/C&E gemessen hat, standen nicht genügend Meßreihen für eine solche Auswertung zur Verfügung. Zwischen jeder Sohle wurde die Temperatur an fünf Teufenpunkten berechnet, wobei der erste im Niveau der Sohle, die weiteren vier gleichmäßig verteilt zwischen dieser und der nächsten Sohle lagen. Für jeden dieser etwa 5 m auseinanderliegenden Punkte wurde dann zum jeweiligen Meßdatum eine Temperatur t_i nach Formel 46 berechnet.

$$t_i = t_{i^+} + \left(\frac{t_{i^+} - t_{i^-}}{s_{i^+} - s_{i^-}} \right) \left(s_i - s_{i^+} \right) \qquad (46)$$

t_i : Temperatur am interpolierten Punkt
t_{i+} : Temperatur am darüberliegenden Meßpunkt
t_{i-} : Temperatur am darunterliegenden Meßpunkt
s_i : Teufe des interpolierten Punktes
s_{i+} : Teufe des darüberliegenden Meßpunktes
s_{i-} : Teufe des darunterliegenden Meßpunktes

Ergebnis obiger Berechnungen sind die Temperaturverläufe für die Schächte 366 II b, 371 II b und 372 b (Abb. 65, Abb. 68, Abb. 71).

Tab. 51: Zusammenstellung der Rahmendaten zu den Temperaturmessungen der DFA/C&E im Auftrag der Wismut GmbH in den Schächten 366 II b, 371 II b, 372 b, 366 b, 296 II b, 371 und 383. *T*: Temperatur, Lf: Leitfähigkeit, pH: pH-Wert, Eh: Eh-Wert, *v*: Strömungsgeschwindigkeit.

Schacht	Anfang	Sumpf	Meßdaten	Anzahl	Parameter
296 II b	Sohle -540	Sohle -990	24.11.94, 25.11.94	2	*T*, Lf, pH, Eh
366 b	Sohle -540	Sohle -990	21.11.94, 22.11.94	3	*T*, Lf, pH, Eh
366 II b	Sohle -990	Sohle -1350	24.3.94, 25.3.94	2	*T*, Lf, pH, Eh
371	Sohle -540	Sohle -1080	28.11.94, 29.11.94	2	*T*, Lf, pH, Eh
371 II b	Sohle -990	Sohle -1350	30.3.93, 7.3.94, 8.3.94	3	*T*, Lf, pH, Eh
372 b	Sohle -990	Sohle -1620	15.3.93, 16.3.93, 17.3.93, 18.3.93, 19.3.93, 31.3.93, 1.4.93, 2.4.93, 5.4.93, 15.3.93, 16.3.93	11	*T*, Lf, pH, Eh, *v*
383	Sohle -540	Sohle -1260	1.12.94, 2.12.94	2	*T*, Lf, pH, Eh

Weitere Messungen führte die DFA/C&E im Auftrag der Wismut GmbH durch (Tab. 51). In die hier vorliegende Auswertung flossen nur Meßreihen ein, die beim Ablassen der Sonde, nicht aber beim Aufholen gewonnen wurden. Der Grund dafür liegt in der Konstruktion der Meßsonde, die beim Aufholen ein kontinuierliches Umströmen der Meßfühler verhindert. Aufmessungen eignen sich daher nicht, um korrekte Aussagen über die jeweils vorhandenen physikochemischen Bedingungen in der entsprechenden Wassertiefe zu treffen.

7.3.3 Erläuterungen zur Auswahl der Meßreihen

Aufgrund der großen Zahl von Einzelmessungen (vgl. Tab. 50, Tab. 51) mußten für jeden der sieben Schächte repräsentative Messungen ausgewählt werden. Auswahlkriterien waren Vollständigkeit des Datensatzes und charakteristische Temperatursprünge, die bei den meisten anderen Meßreihen ähnlich ausgebildet sind. Bei den Beschreibungen zu den jeweiligen Temperaturmessungen flossen außerdem Erkenntnisse der anderen dort durchgeführten Temperaturmessungen ein. Eigene Messungen wurden durch Notieren der Meßwerte aufgezeichnet, während die DFA/C&E Datenlogger einsetzte. Wegen der unterschiedlichen Art der Datenaufzeichnung weichen die grafischen Darstellungsmethoden geringfügig voneinander ab. Eigene Messungen lassen sich durch Punkte zwischen den Verbindungslinien der Meßkurve erkennen (z.B. Abb. 64), wohingegen die DFA/C&E Messungen nur durch eine Linie dargestellt sind (z.B. Abb. 62).

Im weiteren Text werden Temperaturanstiege oder -abfälle beschrieben. Dabei ist immer eine relative Änderung von unten (Schachttiefstes) nach oben (Wasserspiegel) zu verstehen. Über die Erkenntnisse aus den Messungen bis zum Juli 1993 wurde im Rahmen des Kooperationsvertrages mit der Wismut GmbH ein 1. Bericht angefertigt (WOLKERSDORFER 1993), auf den hier zum Teil zurückgegriffen wird. Die Messungen bis zum Dezember 1994 wurden in einem 2. Bericht zum Kooperationsvertrag niedergelegt (WOLKERSDORFER 1995), der bereits auf dem Inhalt dieser Dissertation beruhte.

In den folgenden Kapiteln werden die sieben Schächte in aufsteigender Reihenfolge ihrer Nummer dargestellt. Erster Unterabschnitt jedes Kapitels ist eine Beschreibung des vertikalen Temperaturprofils. Der zweite Unterabschnitt ist nur dann vorhanden, wenn genügend Temperaturmessungen existieren, aus denen ein zeitlicher Temperaturverlauf konstruierbar war. Dadurch kommt es zu einem Bruch im Nummerierungssystem, da beispielsweise auf Kapitel 7.3.4.1 kein weiteres Kapitel 7.3.4.2 folgt. Um eine übersichtliche Gliederung zu erhalten, wurde dies in Kauf genommen.

7.3.4 Schacht 296 II b

7.3.4.1 Vertikales Temperaturprofil

Das Wasser im Schacht 296 II b ist mit 33,1 … 33,2 °C um etwa 3 K kälter als das Wasser in anderen Schächten zum gleichen Zeitpunkt (Abb. 62). In Niveau der Sohle -990 hat das Wasser eine Temperatur von 36,2 °C, wie sie entsprechend in den Schächten 366 b, 371 und 383 gemessen wurde.

Am Übergang vom Füllort zum Schacht (vgl. Abb. 69) nimmt die Temperatur auf 4 m um 3 K ab. Diese deutlichen Unterschiede in der Wassertemperatur spiegeln sich gleichermaßen in den anderen physikochemischen Parametern sowie in der hydrochemischen Klassierung der Meßstellen m-325 und m-332 im Schacht 296 II b wieder (vgl. Kapitel 6.3.1).

Ein weiteres Merkmal des Temperaturprofils im Schacht ist der kleine Temperatursprung zwischen -616 und -618 m NN, der die Wassersäule in zwei Wasserkörper jeweils unterschiedlicher Temperatur teilt. Wie die Leitfähigkeitsmessungen zeigen, hat jeder der beiden Wasserkörper eine andere Leitfähigkeit, somit eine andere chemische Zusammensetzung. Da die Temperaturdifferenz mit etwa 0,1 K zu gering ist, um eine Dichteschichtung hervorzurufen, werden sich beide Bereiche im Laufe der Zeit miteinander mischen und einen einheitlichen Wasserkörper bilden.

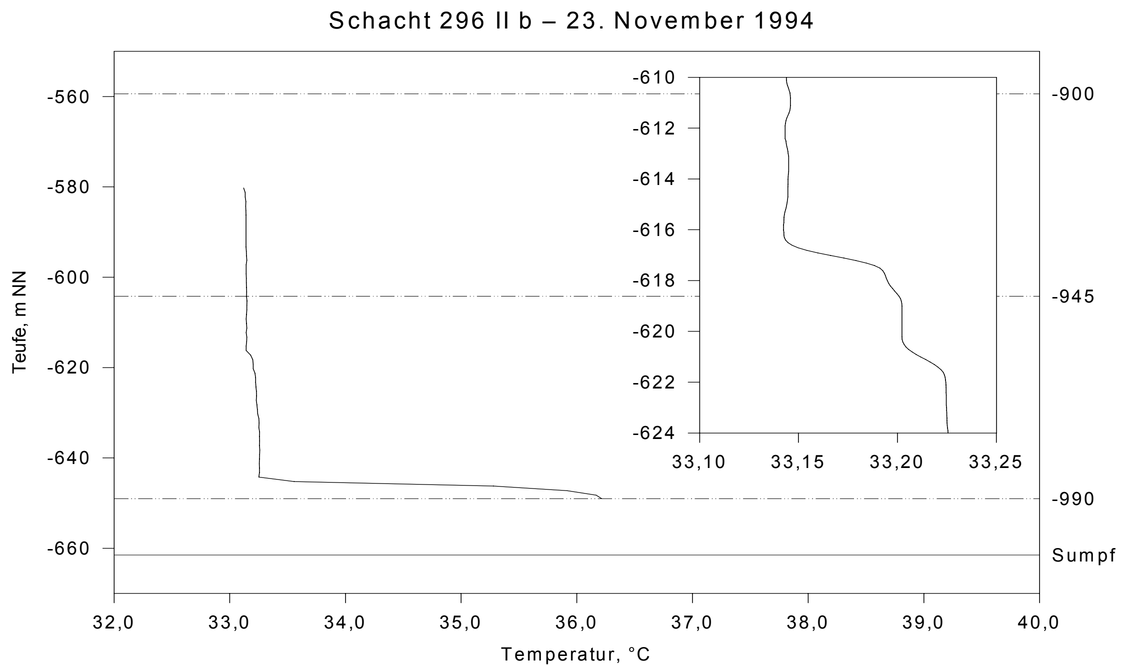


Abb. 62: Temperaturprofil des 23. November 1994 im Schacht 296 II b mit Detaildarstellung des Temperaturprofils zwischen -610 und -624 m NN (verändert nach DFA/C&E 1993/94).

7.3.5 Schacht 366 b

7.3.5.1 Vertikales Temperaturprofil

Im Schacht 366 b wurden alle drei Messungen 11 … 17 m über dem Sumpf abgebrochen. Interessanterweise ist die Temperatur oberhalb der Sohle -990 konstant bei etwa 35,3 °C (Abb. 63), ohne den bei anderen Schächten beobachtbaren Temperaturabfall oberhalb dieser Hauptsohle. Andeutungsweise ist bei der Messung am 21. November 1994 eine Änderung in Höhe des Füllorts erkennbar, wohingegen von Sohle -945 keine Beeinflussung auszugehen scheint.

Die Messungen im Schacht 366 b legen die Vermutung nahe, daß Einflüsse, die von der Wasseroberfläche ausgehen, auf die Wassertemperatur keine erkennbaren Auswirkungen haben. Vielmehr scheint von angeschlagenen Hauptsohlen in den Schacht zufließendes Wasser die Temperatur zu beeinflussen.

7.3.6 Schacht 366 II b

7.3.6.1 Vertikales Temperaturprofil

Beim Temperaturprofil im IV. Trum (Abb. 69) des Schachtes 366 II b fällt der Temperatursprung an der Sohle -1350 auf (Abb. 64). Schon bei der ersten Messung am 5. Juni 1992 war die vorgenannte Temperatur- und Dichteschichtung vorhanden, die – wie am 29. Juni 1992 gezeigt werden konnte – von einer 4 … 5 m mächtigen Zwischenschicht (Temperaturgrenzschicht) begleitet wird. Ober- und Unterkante der Zwischenschicht haben eine deutliche Grenze; innerhalb der Zwischenschicht steigt die Temperatur linear mit 1 … 2 K m^{-1} an. Wie am 6. Juli 1992 gezeigt werden konnte, vollzieht sich der Temperatursprung innerhalb einer weniger als 10 cm mächtigen Schicht. Somit liegt zwischen dem Wasser im Schacht (Schachtwasser) und der Zwischenschicht sowie der Zwischenschicht und dem Wasser im Sumpf (Sumpfwasser) eine ausgeprägte Trennschicht vor. Im Verlauf von 16 Monaten senkte sich durch Dichteströmung die Unterkante um

neun Meter, während die Oberkante, abgesehen von geringen Schwankungen im Meterbereich, ihre Teufenlage beibehielt. Dies bedeutet, daß die Zwischenschicht kontinuierlich in den Schachtsumpf hineinwandert und dabei immer breiter wird.

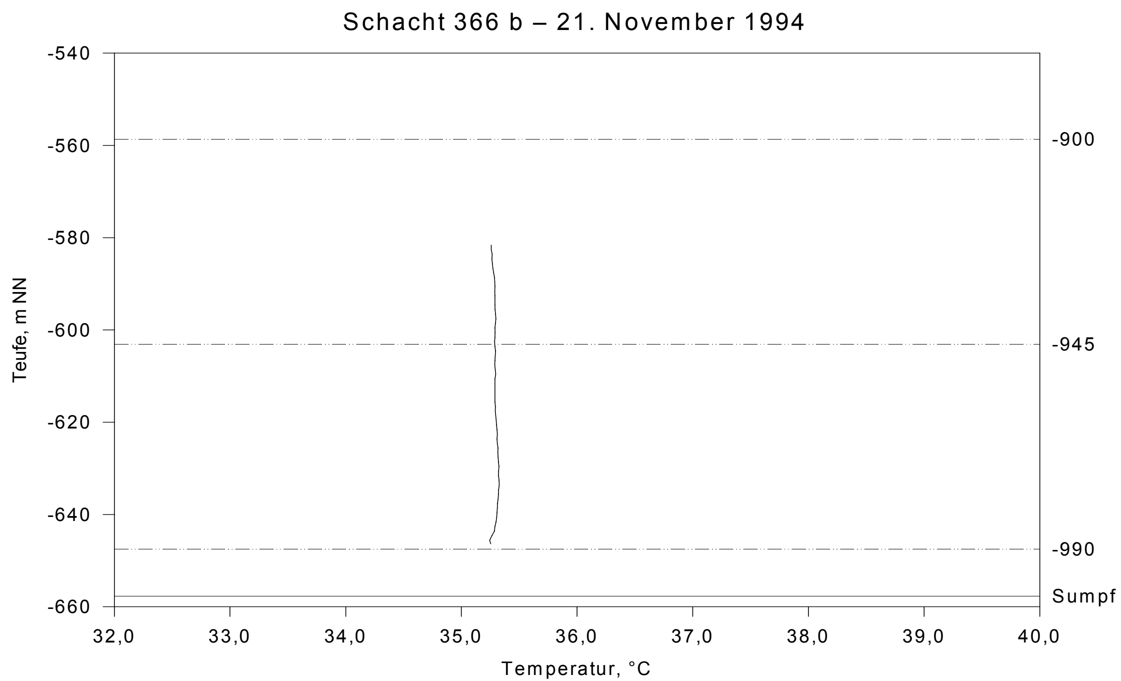


Abb. 63: Temperaturprofil des 21. November 1994 im Schacht 366 b (verändert nach DFA/C&E 1993/94).

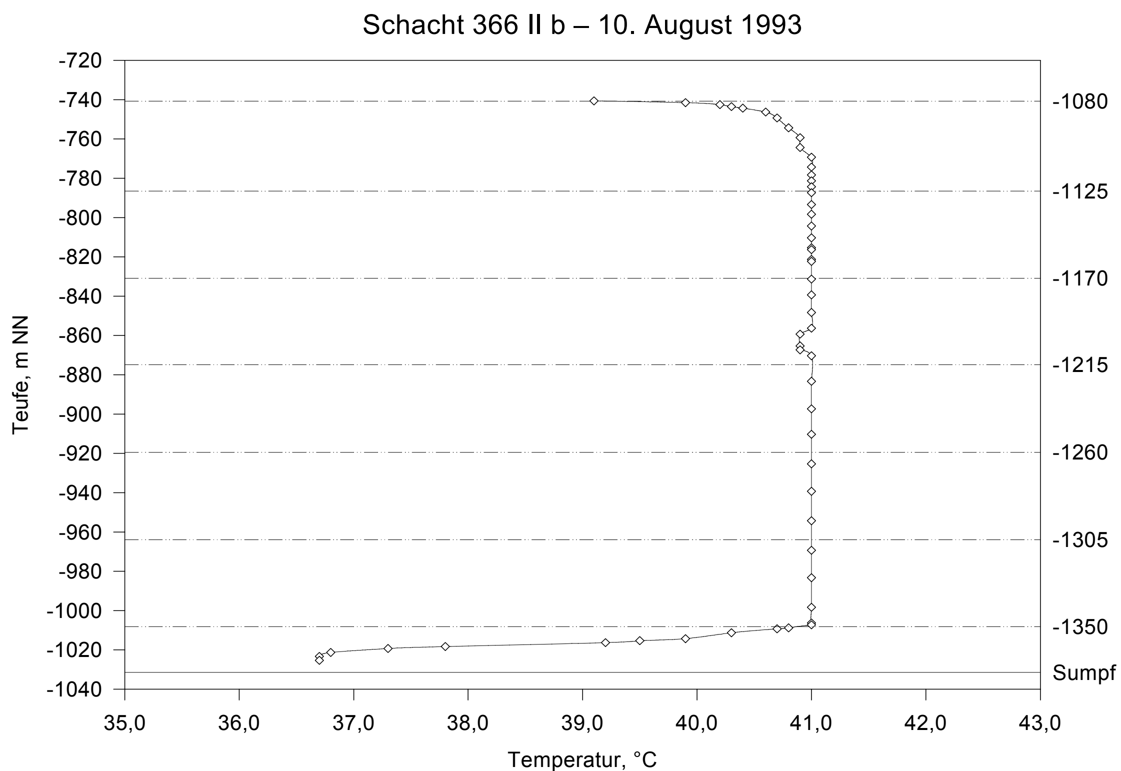


Abb. 64: Temperaturprofil des 10. August 1993 im Schacht 366 II b.

Auf Sohle -1170 stellte sich kurz nach deren Überfluten ein Temperaturanstieg um 0,1 K ein. Am 15. Februar 1993 betrug die Differenz 0,8 K, am 1. März 1993 sogar 0,9 K. Ursache dieser Erhöhung dürfte Wasser aus einer aufgeschnittenen Rohrleitung 5 m nördlich des V. Trums sein. Von dort strömte bereits bei Beginn der Überflutung wärmeres, unter Druck stehendes Wasser aus gefluteten Bereichen der Sohle -1170 heraus. Ein ähnlicher Effekt konnte drei Monate lang (5. Oktober 1992 … 4. Januar 1993) auf Sohle -1260 beobachtet werden, der allerdings nicht mit einer einzelnen Rohrleitung in Zusammenhang stand, sondern mit Wasser aus der Strecke.

Um zu überprüfen, ob sich die Temperatur zusätzlich in der Horizontalen ändert, wurde am 7. Dezember 1992 im II. Schachttrum 1 m über der Sohle -1305 (-962,71 m NN) der horizontale Temperaturverlauf untersucht. Zusätzlich zum Meßwert in der Mitte des IV. Trums wurden drei Werte im II. Trum bestimmt, etwa 20 cm vom III. Trum entfernt, wobei der erste in der Mitte, die beiden anderen jeweils 50 cm von der Schachtabmauerung entfernt lagen (Abb. 69). Alle vier Werte zeigten übereinstimmend eine Temperatur von 40,1 °C an.

Trotz vieler kleinerer Temperaturschwankungen in den Profilmessungen, lassen sich drei charakteristische Merkmale aller Messungen herausstellen:

- Temperaturabfall nach dem Überfluten einer angeschlagenen Sohle
- nahezu konstante Temperatur zwischen zwei angeschlagenen Sohlen
- geringfügige Temperaturänderungen im Füllortbereich

Bei den Temperaturänderungen im Füllortbereich zeigte sich die der Sohle -1215 am beständigsten. Seit Überflutung dieser Sohle im Oktober 1992 gab es dort bei fast jeder Messung eine Temperaturerhöhung oder -erniedrigung um bis zu 0,2 K. An anderen Sohlenniveaus war eine solche Temperaturerhöhung weniger stark ausgeprägt.

7.3.6.2 Zeitlicher Temperaturverlauf

Deutlich sind im Temperatur-Zeit-Diagramm des Schachts 366 II b zwei unterschiedliche Bereiche erkennbar, in denen jeweils eine etwa gleichbleibende Temperatur vorhanden ist (Abb. 65). Beide Bereiche zeigen eine Temperaturzunahme, die beim kühleren Bereich etwa 9 … 10 K, beim wärmeren 3 … 4 K ausmacht. Durch die schnellere Erwärmung des kühleren Bereichs haben sich die Temperaturdifferenzen im Untersuchungszeitraum von 11 K auf 4 K erniedrigt.

Daneben fallen im Kurvenverlauf fünf Ereignisse auf:

- 14.9.92 … 28.9.92 : Temperaturanstieg um 2 K
- 30.11.92 : Beginnender Temperaturabfall im Schachtwasserkörper
- 25.1.93 : Wiederanstieg der Temperatur im Schachtwasserkörper, Temperaturplateau im Sumpfwasserkörper
- 1.3. 93 : Maximaltemperatur im Schachtwasserkörper und dort beginnender Temperaturabfall
- 26.4.93 : Wiederanstieg der Temperatur im Sumpfwasserkörper

Alle Ereignisse lassen sich auch in den beiden anderen damals kontinuierlich gemessenen Schächten belegen, was einerseits auf deren großräumige Bedeutung, andererseits auf den guten hydraulischen Kontakt der Schächte untereinander hindeutet. Die Gründe für die Ereignisse lassen sich nicht rekonstruieren. Denkbar sind das Überfluten von Sohlen mit gleichzeitigem Herstellen neuer hydraulischer Verbindungen, stärkerer Zufluß kalten Niederschlagswassers sowie An- oder Abschalten von Grubenwasserpumpen oder die Umstellung des Flutungsgeschehens (beispielsweise am 6. Januar 1993).

Deutlich zu erkennen ist allerdings, daß sich die beiden durch eine Sprungschicht voneinander getrennten Wasserkörper wenigstens 15 Monate lang nicht miteinander vermischten. Gleichzeitig bewegten sich die Temperaturunterschiede innerhalb der vertikalen Wassersäule des Sumpfwas-

serkörpers oder Schachtwasserkörpers im Bereich von 1 K, was auf deren gute konvektive Durchmischung hindeutet.

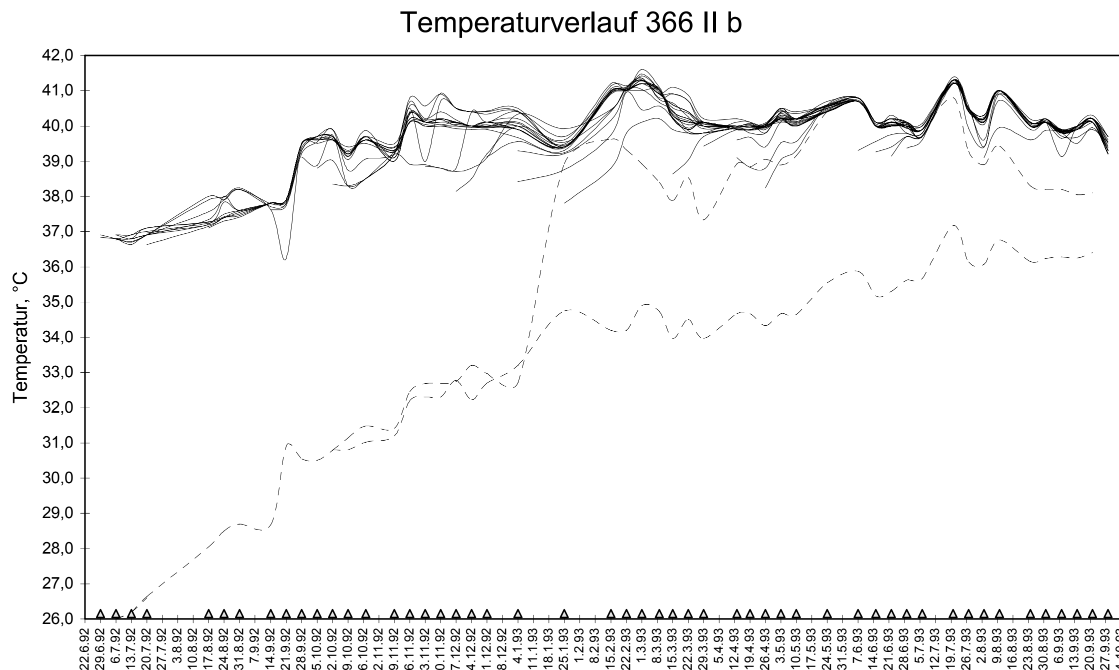


Abb. 65: Temperaturverlauf im Schacht 366 II b zwischen 29. Juni 1992 und 28. September 1993. Jede Linie entspricht dem Temperaturverlauf in einer bestimmten Teufe. Temperaturverlauf im Sumpfwasserkörper gestrichelt. Die Dreiecke geben den Tag der Messung an.

Ob sich die Temperaturen im Sumpfwasserkörper und Schachtwasserkörper mittlerweile angeglichen haben, läßt sich nicht mehr feststellen, da mit der Überflutung der Sohle -990 ab Mai 1994 keine Meßmöglichkeit mehr bestand. Die letzte Temperaturmessung der DFA/C&E vom 25. Mai 1994 wurde bei -760 m NN (zwischen den Sohlen -1080 und -1125) abgebrochen.

7.3.7 Schacht 371

7.3.7.1 Vertikales Temperaturprofil

Im Schacht 371 konnte am 28./29.11.94 nur bis wenige Meter unter die Sohle -990 gemessen werden. Es hat den Anschein, als wäre die Temperatur unterhalb dieser Sohle konstant, fällt darüber hingegen zwischen der nicht angeschlagenen Sohle -900 und -990 um 0,2 K von 35,9 °C auf 35,7 °C ab (Abb. 66). Der kleine Knick 8 … 9 m oberhalb des Sohlenniveaus ist genau in Höhe des Übergangs vom Schacht zum Füllort (vgl. Abb. 69) und belegt, daß physikochemische Änderungen entweder dort oder, wie bei anderen Schächten beobachtbar, in Höhe der Schwenkbühnengrube auftreten.

7.3.8 Schacht 371 II b („Ellipse“)

7.3.8.1 Vertikales Temperaturprofil

Im Schacht 371 II b wurden die Temperaturen von der Sohle -990 aus gemessen. Dazu hatte die Wismut GmbH über dem V. Schachttrum eine hölzerne Arbeitsbühne mit einer zentralen Öffnung montiert. Die Messungen konnten nur bis 325 m unterhalb der Arbeitsbühne durchgeführt werden, da im Schacht zwischen den Sohlen -1350 und -1305 ein Damm eingebracht worden war. Er sollte während der Betriebsphase den Radonaustausch verhindern.

Insgesamt zeigen die Messungen Ähnlichkeiten mit denen des Schachtes 366 II b, was den vertikalen und zeitlichen Temperaturverlauf angeht (Abb. 67). Ebenso wie dort ist die Temperatur zwischen zwei Sohlen meist konstant, zeigt nach dem Überfluten einer Sohle einen Rückgang und in einigen Sohlenniveaus um bis zu 0,2 K abfallende oder ansteigende Temperatur.

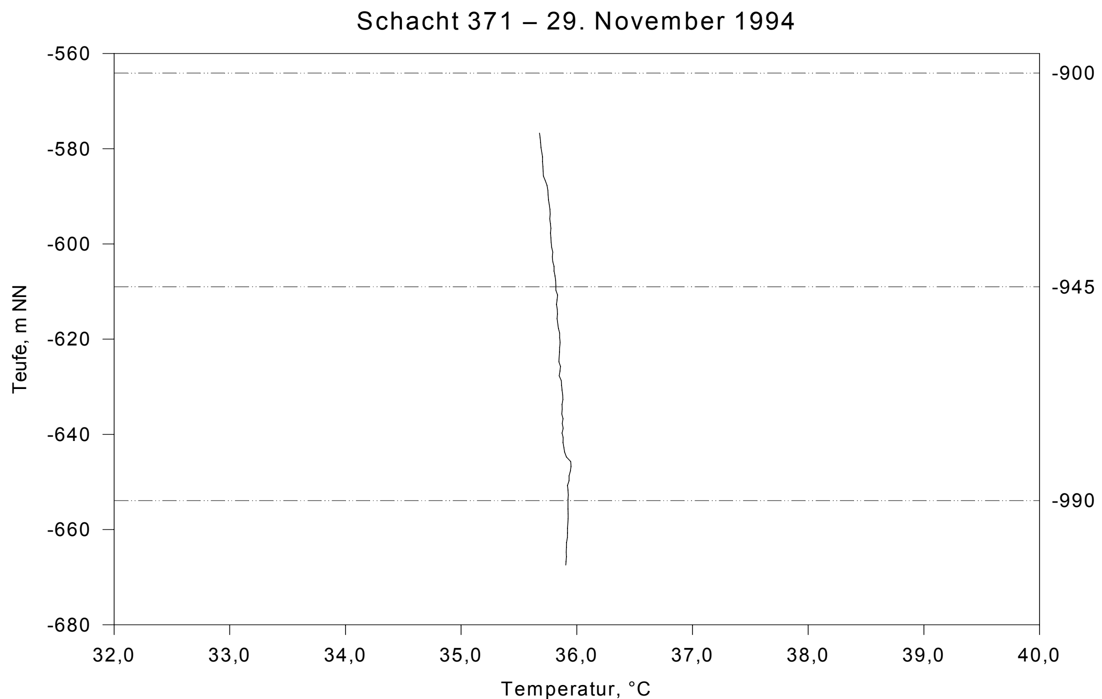


Abb. 66: Temperaturprofil des 29. November 1994 im Schacht 371 (verändert nach DFA/C&E 1993/94).

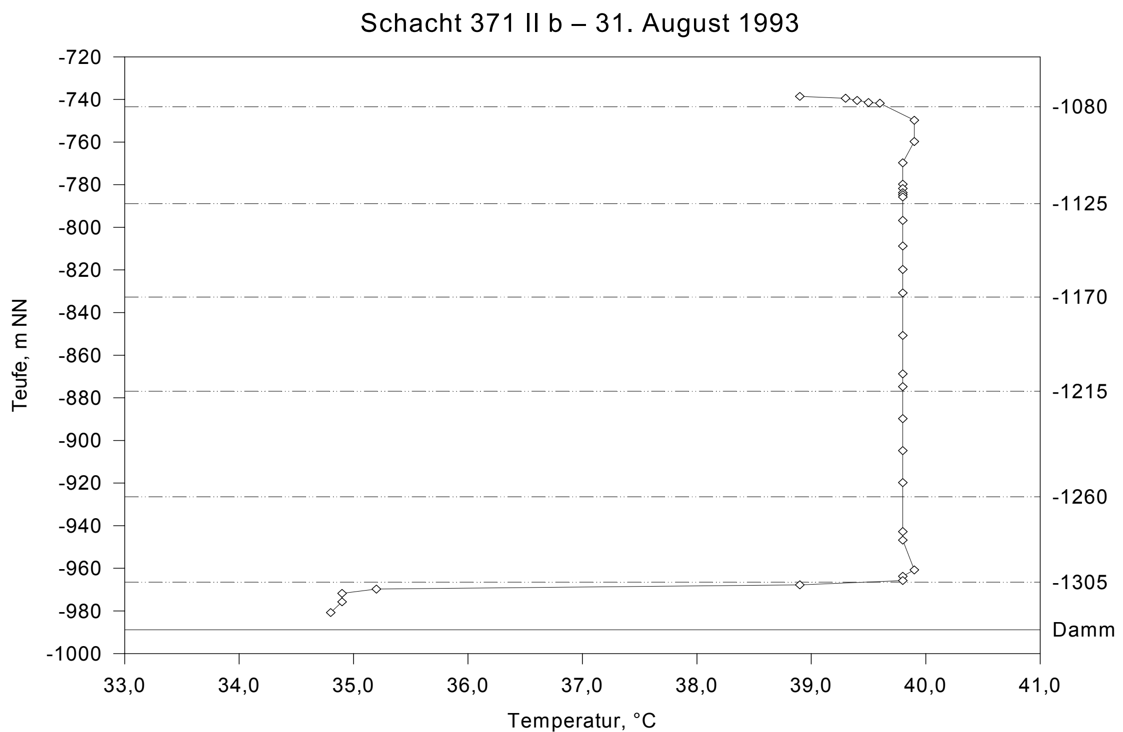


Abb. 67: Temperaturprofil des 31. August 1993 im Schacht 371 II b.

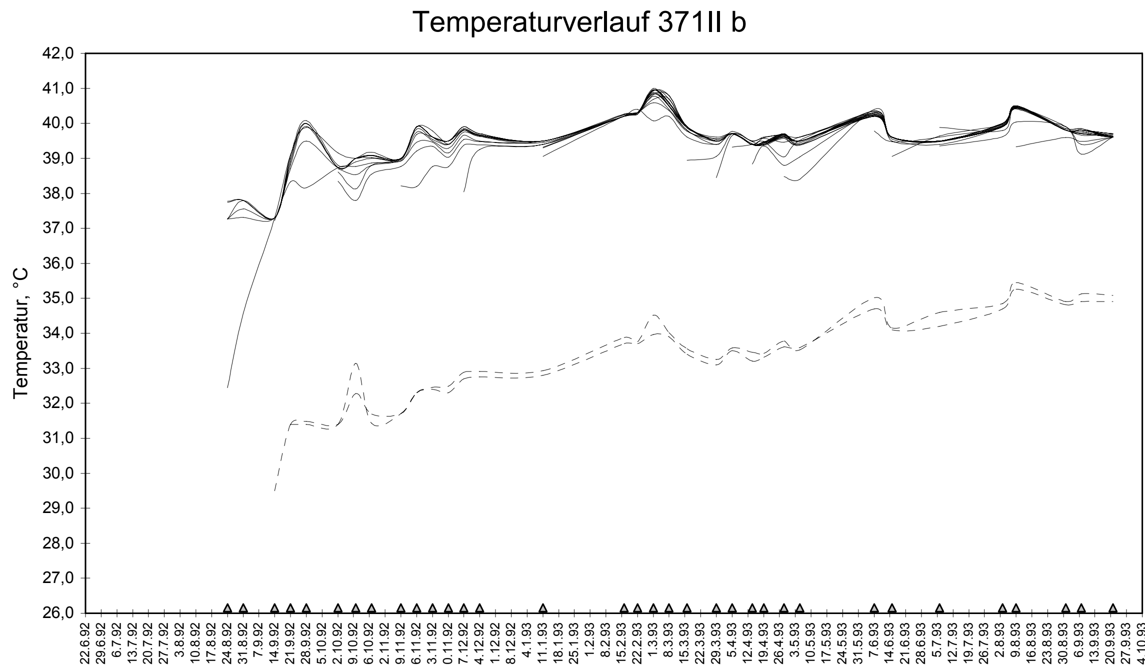


Abb. 68: Temperaturverlauf im Schacht 371 II b zwischen 24. August 1992 und 21. September 1993. Jede Linie entspricht dem Temperaturverlauf in einer bestimmten Teufe. Temperaturverlauf im Sumpfwasserkörper gestrichelt. Die Dreiecke geben den Tag der Messung an.

Unterhalb Sohle -1305 fällt ein Temperatursprung um 6,5 K auf, der von einer 8 m mächtigen Zwischenschicht begleitet wird. Seit der ersten genaueren Messung (19. September 1992) hat sich deren Lage und Mächtigkeit kaum verändert. Die Unterkante liegt bei etwa -971 m NN, die Oberkante bei -966 m NN und damit exakt in Höhe der Sohle. Auch die Temperaturdifferenz zwischen Schachtwasserkörper und Sumpfwasserkörper beträgt regelmäßig 6 … 7 K.

Daraus errechnet sich der Temperaturgradient in der Zwischenschicht zu

$$\upsilon = \frac{\Delta t}{y} = \frac{6{,}5\ \mathrm{K}}{5\ \mathrm{m}} = 1{,}3\ \mathrm{K\,m^{-1}} \tag{47}$$

Allerdings ist die Absoluttemperatur zwischen dem 24. August 1992 und 8. März 1993 um etwa 4,5 K im Sumpfwasserkörper und 4,0 K im Schachtwasserkörper angestiegen.

7.3.8.2 Zeitlicher Temperaturverlauf

Der Temperaturverlauf im Schacht 371 II b (Abb. 68) ähnelt dem im Schacht 366 II b. Es sind ebenfalls zwei Bereiche mit deutlich unterschiedlicher Temperatur vorhanden, deren Differenz sich zwischen 7 K und 5 K bewegt. Eine Verschmälerung der Zwischenschicht ist nicht erkennbar, hingegen erwärmt sich der Sumpfwasserkörper schneller als der Schachtwasserkörper. Wie die letzte Temperaturmessung vor der Überflutung der Sohle -990 zeigt, blieb die Dichteschichtung bis zum 8. März 1994 erhalten.

Der Temperaturunterschied im Schachtwasserkörper ist mit etwa 0,2 … 0,3 K geringer als im Schacht 366 II b. Generell steigt die Temperatur des Schachtwasserkörpers bis zum 1./2. März 1993 kontinuierlich von 37,5 °C auf 41 °C an, um danach bis zum Meßende am 20. September 1993 auf 39,5 °C abzufallen.

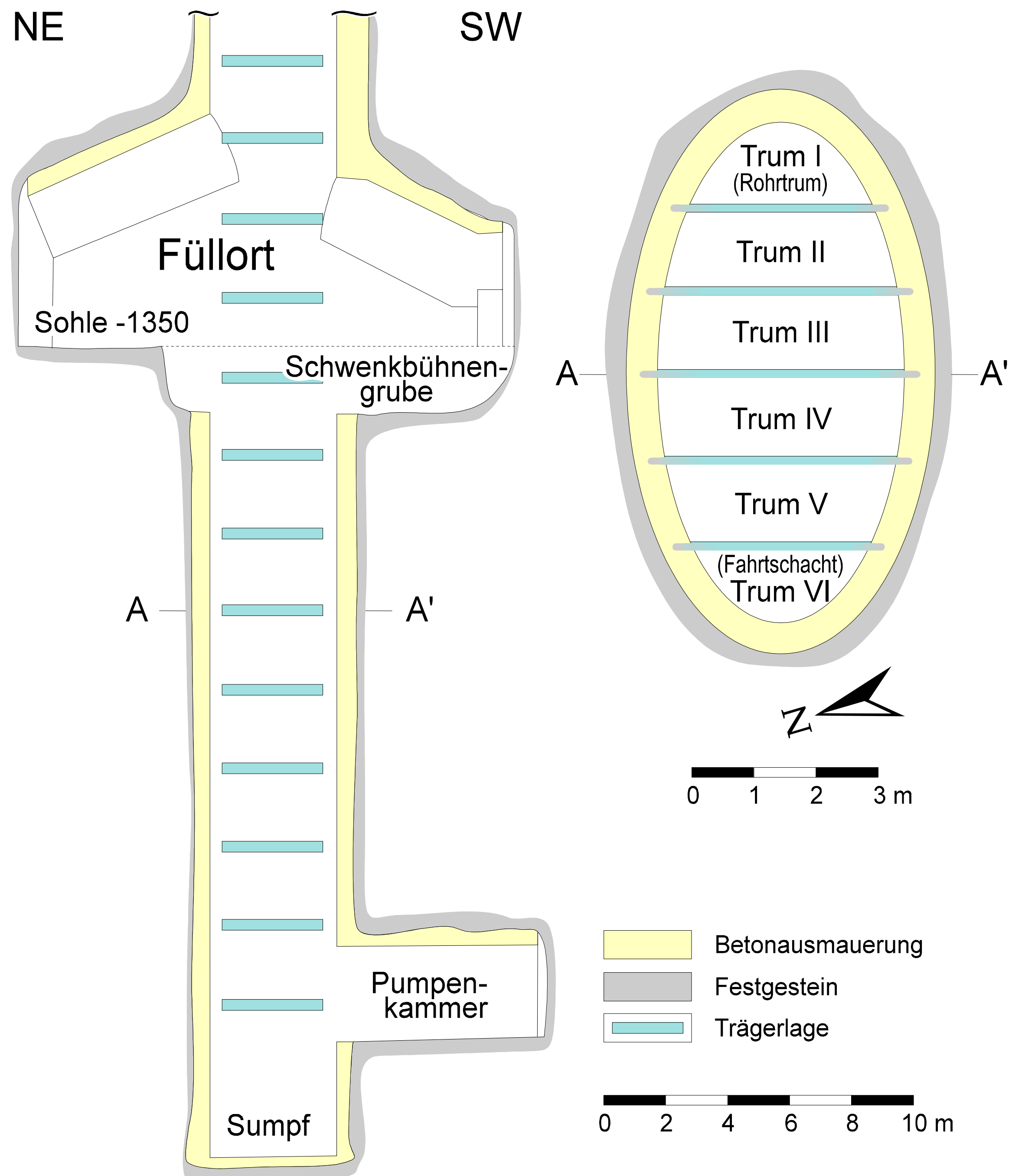


Abb. 69: Vereinfachter Vertikal- und Horizontalschnitt („Schachtscheibe“) des Schachtes 371 II b. Alle anderen Schächte haben prinzipiell den gleichen Schnitt, auch die Füllörter gleichen sich untereinander. Die Schachtscheibe ist gegenüber dem Vertikalschnitt im Maßstab 1:2 vergrößert (nach Originalplänen der SDAG Wismut).

7.3.9 Schacht 372 b („Urban“)

7.3.9.1 Vertikales Temperaturprofil

Verglichen mit den Schächten 366 II b und 371 II b fielen die Temperaturänderungen zwischen den einzelnen Messungen im Schacht 372 b in den 38 Wochen relativ gering aus. Die Temperatur wurde von der Sohle -990 bis zur Sohle -1485 gemessen.

Wie die Abbildung zeigt (Abb. 70), kann der Schacht 372 b anhand der Temperaturmessungen in vier Bereiche geteilt werden:

- oberer Bereich mit konstanter Temperatur: -1170 … Oberfläche
- mittlerer Bereich mit fallender Temperatur (Δt: 1 … 3 K): -1305 … -1170
- Übergangszone: -1350 … -1305
- unterer Bereich mit konstanter Temperatur: Sumpf … -1350

Im unteren Bereich blieb die Temperatur etwa konstant bei 39 °C; der Temperaturabfall im mittleren Bereich betrug anfänglich 0,02 K m^{-1} (1 K/51 m) und erniedrigte sich bis zum Ende der Meßreihe auf 0,01 K m^{-1} (1 K/96 m), wohingegen sie im oberen von 36 °C auf 38 °C zunahm.

Eine Unterbrechung der steten Temperaturzunahme im mittleren Bereich geschieht jeweils nur an den nicht vollständig abgemauerten Sohlen. Am 25. Januar 1993 und 16. Februar 1993 gab es auf der Sohle -1350 eine Inversion um 0,2 … 0,3 K, die möglicherweise mit der Flutungsumstellung vom 6. Januar 1993 zusammenhängt.

Während der Meßkampagne im März/April 1993 erreichte eine Sonde der Fa. LogIn (Gommern) die größte jemals im Bergwerk Niederschlema/Alberoda gemessene Tiefe. Dort wurden bis kurz unterhalb der Sohle -1620 (-1283,6 m NN) Temperatur und Leitfähigkeit gemessen. Obgleich die Sonde nur wenige dm in den Sumpf hineinfuhr, gibt es keine Anzeichen für einen Temperaturabfall ähnlich denen der Schächte 366 II b und 371 II b.

7.3.9.2 Zeitlicher Temperaturverlauf

Ein anderer, einfacher aufgebauter, Temperaturverlauf als in den Schächten 371 II b und 366 II b zeigt sich beim Schacht 372 b (Abb. 71). In den unterschiedlichen Wassertiefen liegen verschiedene Wassertemperaturen vor, deren Gesamtdifferenz bei etwa 1 … 2 K liegt. Das Wasser ist nicht konvektiv vermischt, sondern besitzt einen breiten Übergangsbereich, in dem die Temperatur kontinuierlich abnimmt. Wiederum ist die Flutungsumstellung vom 6. Januar 1993 an einem geringfügigen Temperaturabfall (0,5 K) im oberen Teil der Wassersäule erkennbar.

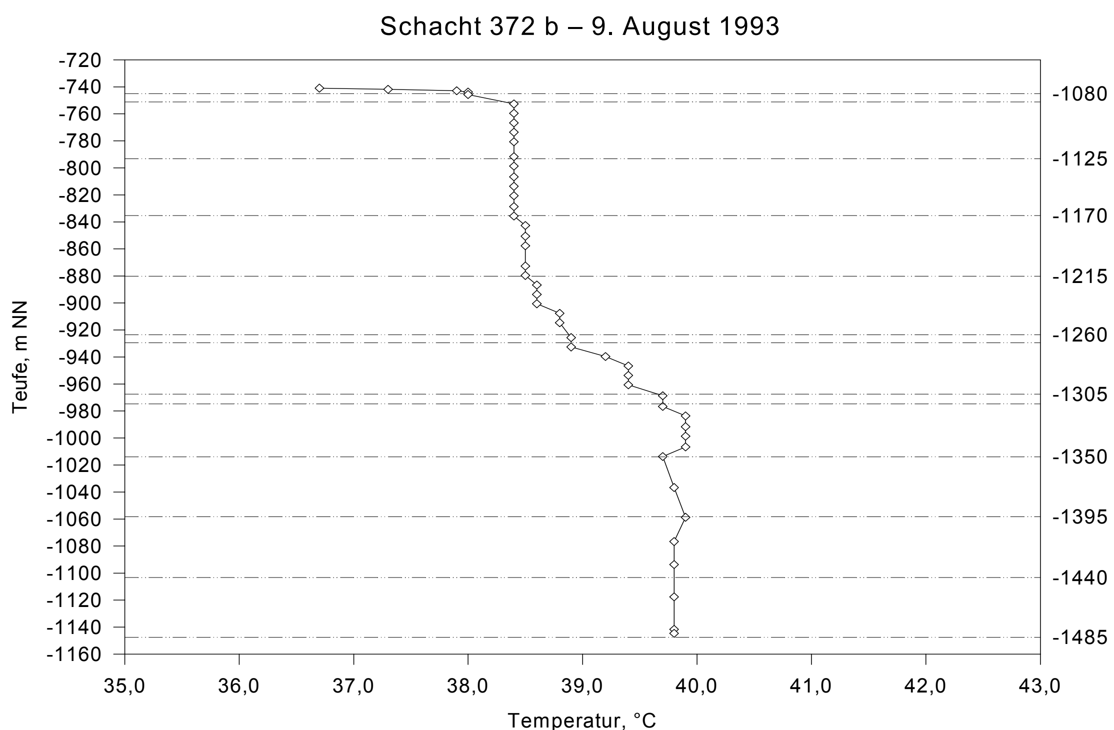


Abb. 70: Temperaturprofil des 9. August 1993 im Schacht 372 b.

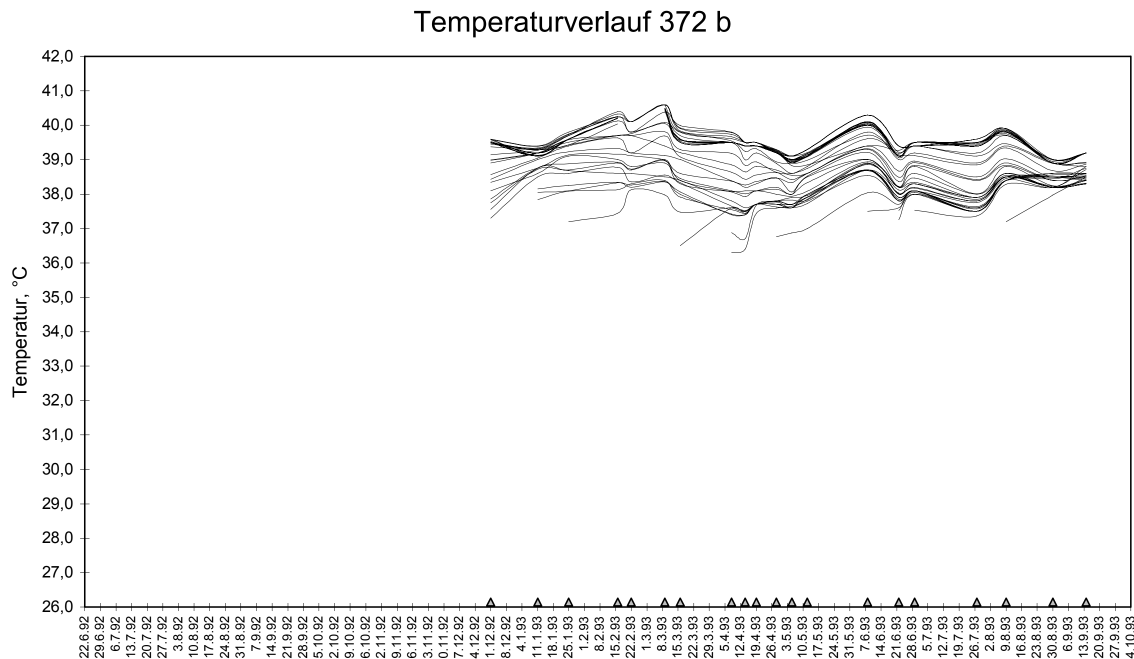


Abb. 71: Temperaturverlauf im Schacht 372 b zwischen 21. Dezember 1992 und 14. September 1993. Die Dreiecke geben den Tag der Messung an.

7.3.10 Schacht 383

7.3.10.1 Vertikales Temperaturprofil

Unterhalb der Sohle -990 weist der Schacht 383 bis zur maximalen Meßteufe von -740 m NN eine konstante Temperatur von etwa 36,3 °C auf (Abb. 72). Von der Sohle -1035 scheint kein Einfluß auf die Schachtwassertemperatur auszugehen. Anders die Verhältnisse oberhalb der Sohle -990. Dort fällt die Temperatur von 36,3 °C um 0,4 K auf 35,9 °C ab, was entweder auf den Zulauf kühleren Wassers von der Sohle -990 oder Abkühlung des Wassers von der Oberfläche aus zurückzuführen ist. Unter Berücksichtigung der anderen physikochemischen Messungen ist ein Zulauf von Wasser aus der Sohle -990 in den Schacht wahrscheinlich.

Die eigene stationäre Messung mit der Multiparametersonde der Fa. LogIn (Gommern) vom 27.7.94 … 5.8.94 und 6.9.94 … 4.11.94 unterhalb der Sohle -990 zeigt, daß die Temperatur im Wasserkörper sowohl einer lang- als auch kurzzeitigen Schwankung unterworfen ist (Abb. 73). Bei den kurzzeitigen Schwankungen um 0,4 K handelt es sich um Temperaturvariationen, die bei turbulentem Transport zu erwarten sind, da die turbulente Konvektionszelle bei ihrer Bewegung am jeweils gleichen Ort stets geringfügig andere Temperaturen aufweist.

Unter einer turbulenten Strömung wird im Gegensatz zur laminaren Strömung eine Strömung verstanden, die nicht geradlinig verläuft, sondern sich in Strömungswirbel mit unregelmäßiger Geschwindigkeits- und Druckverteilung auflöst. Der Übergang von laminarer zu turbulenter Strömung wird durch die REYNOLDSzahl beschrieben, die eine Funktion von Geschwindigkeit, Dichte und Viskosität des Fluids und Querschnitt des durchströmten Körpers ist. Im Querschnitt turbulent durchströmter Körper ist das Geschwindigkeitsprofil gleichmäßigeres als das mit laminarer Durchströmung (GEBHART el al. 1988).

Welche Ursachen die langfristigen Temperaturänderungen haben, kann wegen fehlender Langzeitmessungen, wie in den drei erstbeschriebenen Schächten, nicht mit Bestimmtheit gesagt wer-

den. Es könnte sich sowohl um den Einfluß kühlerer Sickerwässer als auch um Auswirkungen einer großräumigen Konvektion im Grubengebäude handeln.

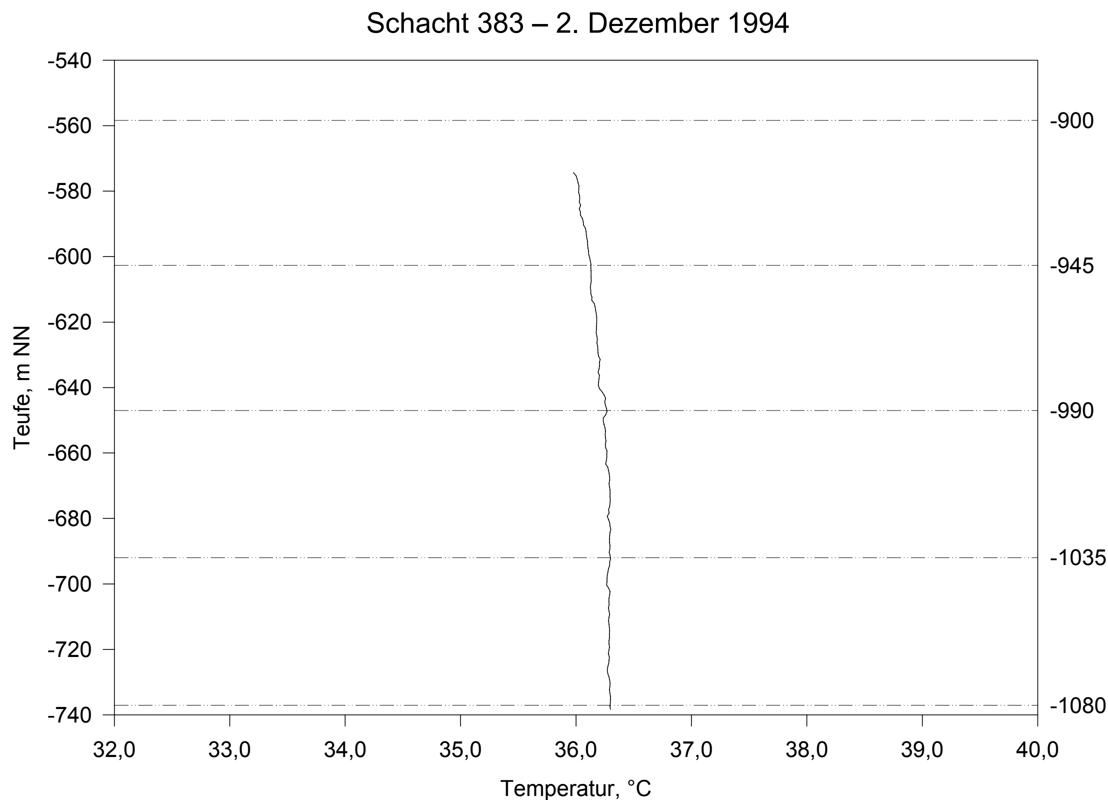


Abb. 72: Temperaturprofil des 2. Dezember 1994 im Schacht 383 (verändert nach DFA/C&E 1993/94).

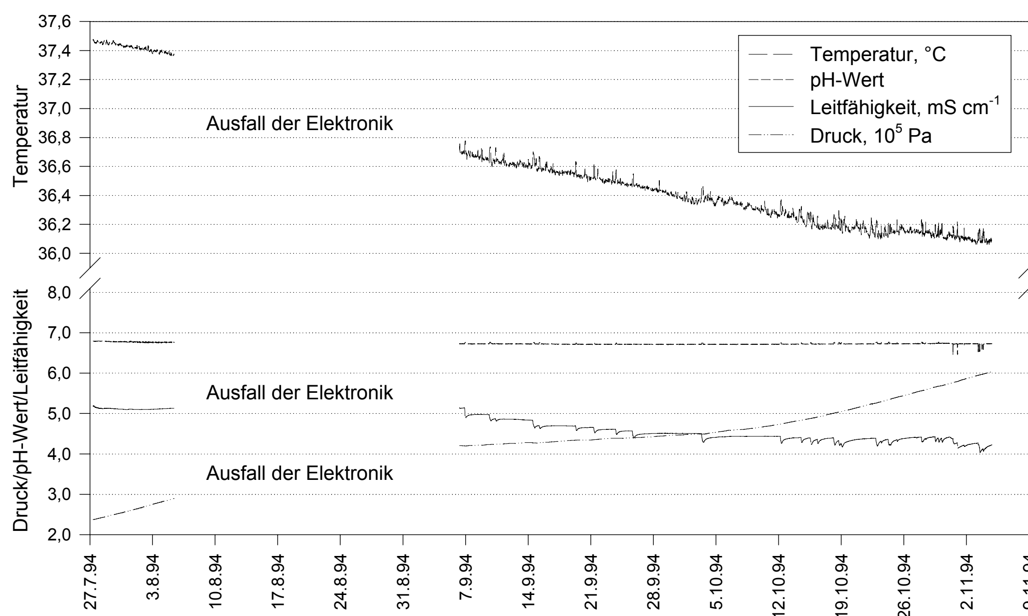


Abb. 73: Stationäre Temperatur-, Leitfähigkeits-, Druck- und pH-Wert-Messungen mit der Multiparametersonde der Fa. LogIn (Gommern) im Schacht 383 in -645,5 m NN (1,5 m oberhalb Sohle -990) zwischen dem 27. Juli und 4. November 1994.

7.4 Weitere physikochemische Messungen

7.4.1 Leitfähigkeit

Als ein Maß für die gelösten Ionen bzw. dissoziierten Stoffe im Wasser wird die elektrische Leitfähigkeit herangezogen.

Sie ist eine temperaturabhängige Größe, deren Einheit S m^{-1} ist und auf 25 °C Temperatur bezogen wird. Üblicherweise werden Leitfähigkeitsmeßwerte in mS cm^{-1} oder µS cm^{-1} angegeben (HÖLTING 1992).

Definitionsgemäß ist die elektrische Leitfähigkeit einer Flüssigkeit der Kehrwert einer Widerstandsmessung R zwischen zwei Elektroden der Fläche F = 1 cm^2 und dem Abstand d = 1 cm:

$$K = \frac{1}{R} \cdot \frac{d}{F} \quad \left[\frac{1}{W} \cdot \frac{m}{m^2} = Sm^{-1}\right] \tag{48}$$

Abgesehen von einer Meßreihe (DFA: 8. März. 1994) haben teufenabhängige Leitfähigkeitsmessungen unabhängig davon, in welchem Schacht sie aufgenommen wurden, einen gleichartigen Verlauf. Kennzeichnend sind drei unterschiedlich mächtig ausgebildete Zonen mit steigenden bzw. fallenden Leitfähigkeiten (Abb. 76), wie sie auch beim Überfluten einer Sohle beobachtbar sind (Abb. 74).

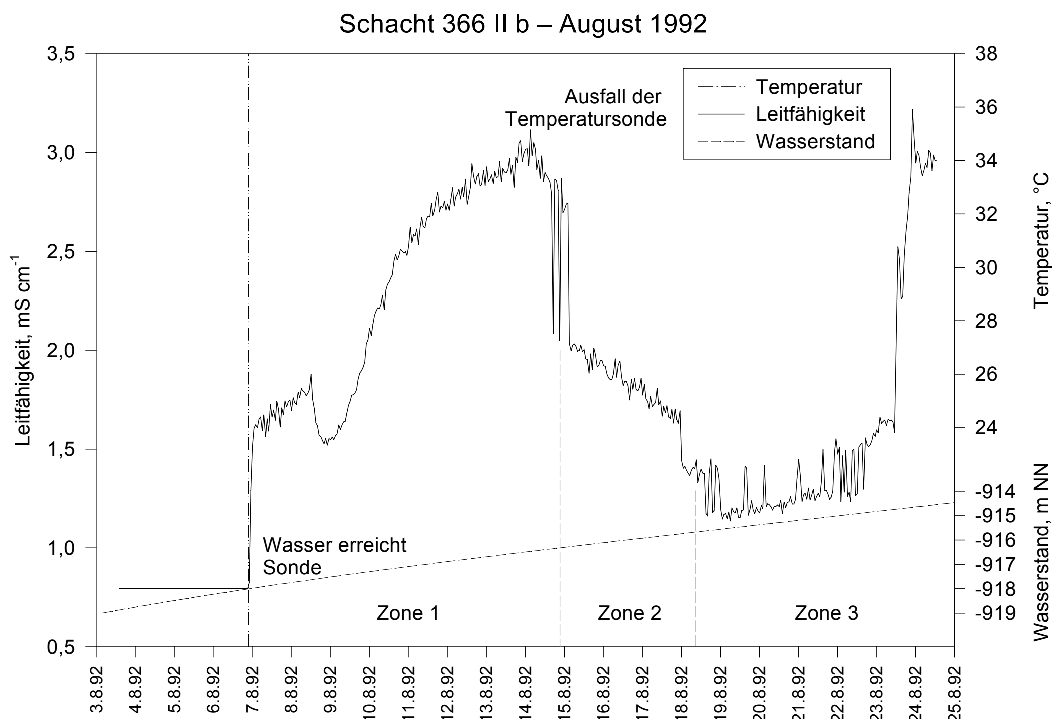


Abb. 74: Stationäre Temperatur- und Leitfähigkeitsmessung im Niveau der Sohle -1260 im Schacht 366 II b zwischen 3. und 25. August 1992. Am 24. Juli 1992 wurde um 13:00 Uhr bei einem Wasserstand von -923,35 m NN (5,35 m unter Sohle) in -918,00 m NN (1,50 m über Sohle) die Sonde montiert, um den Vorgang beim Anstieg des Grubenwassers zu erfassen. Der Wasserstand entstammt der Interpolation aus den 7…14tägig gemessenen Wasserständen. Ausfall der Temperatursonde durch Korrosion der Steckverbindungen am 15.7.92 um 7:00 Uhr. Sonden und Datenlogger der Firma PIC/München. Leitfähigkeitsanstieg zwischen 7. August und 8. August möglicherweise nicht durch Wasser, sondern durch Schaum, wie er häufig im Schacht 366 II b vorhanden war (vgl. Abb. 91). Der Leitfähigkeitsabfall vom 14. auf 15. August fällt mit der vollständigen Flutung bis zur Oberkante der angeschlagenen Sohlen, der des 18. August mit der vollständigen Flutung des Füllorts zusammen. Am 23. August war die Sohle -1260 komplett geflutet. In Zone 1 nimmt die Leitfähigkeit tendenziell zu, in Zone 2 ab und in Zone 3 verhält sie sich uneinheitlich.

In der 1. Zone nimmt die Leitfähigkeit bis zu einem Maximalwert kontinuierlich zu. Sie ist zwischen 1 und 18 m mächtig (*n* = 14, $\overline{x}$ = 7,3, med = 6 m), lediglich im Schacht 372 b erreichte sie im März 1993 mit rund 170 m Mächtigkeit einen deutlich abweichenden Wert. Bei Wiederholungsmessungen im März 1994 hatte sich diese auf ebenfalls 6 … 14 m verrringert.

Gegenüber der 1. Zone ist die 2. Zone durch eine stete Abnahme der Leitfähigkeit charakterisiert. Ihre Mächtigkeit ist mit 1 bis 30 Metern (*n* = 12, $\overline{x}$ = 7,5, med = 5 m) etwa genauso mächtig wie die 1. Zone. Wiederum weichen die Meßreihen des Märzes 1993 im Schacht 372 b vom allgemeinen Bild ab, da Zone 2 etwa 45 m mächtig ist. Auch bei der Wiederholungsmessung im März 1994 hatte sich die Mächtigkeit auf 19 m verringert.

Unterhalb der Zone 2 schließt sich ein Bereich an (Zone 3), in dem die Leitfähigkeit einen konstanten bis fallenden Trend aufweist. Lokal gibt es in dieser Zone 3 Änderungen der Leitfähigkeit, die meist im Niveau der Sohlen eintritt, da von dort Wasser in den Schacht einströmt.

Die Absolutwerte der Leitfähigkeit bewegen sich bei den DFA/C&E-Meßungen zwischen 3,70 mS cm^{-1} und 5,25 mS cm^{-1}, nur im Schacht 296 II b betrug sie 1,79 … 2,93 mS cm^{-1}.

Dem Schacht 296 II b fließt frisches Wasser zu, was sowohl das größere Redoxpotential als auch die ca. 4 K niedrigere Wassertemperatur im Vergleich zu den anderen DFA-Messungen belegen. Die hydrogeochemische Auswertung (Kapitel 6.3) der Analysen des Schachts 296 II b bestätigt dieses andersgeartete Verhalten, da fast alle Analysen dem Wassertyp I zuzurechnen sind. Ein Kennzeichen dieses Typs ist, verglichen mit dem Typ G, der weniger als halb so große Abdampfrückstand (Tab. 28), woraus sich die entsprechend geringere Leitfähigkeit des Wassers im Schacht 296 II b erklärt.

Wie aus den vier Abbildungen ersichtlich ist (Abb. 75, Abb. 76, Abb. 77, Abb. 78), finden Änderungen der Leitfähigkeit zumeist an die Niveaus der Sohlen statt. Keine Änderungen sind an abgemauerten bzw. nicht angeschlagenen Sohlen vorhanden.

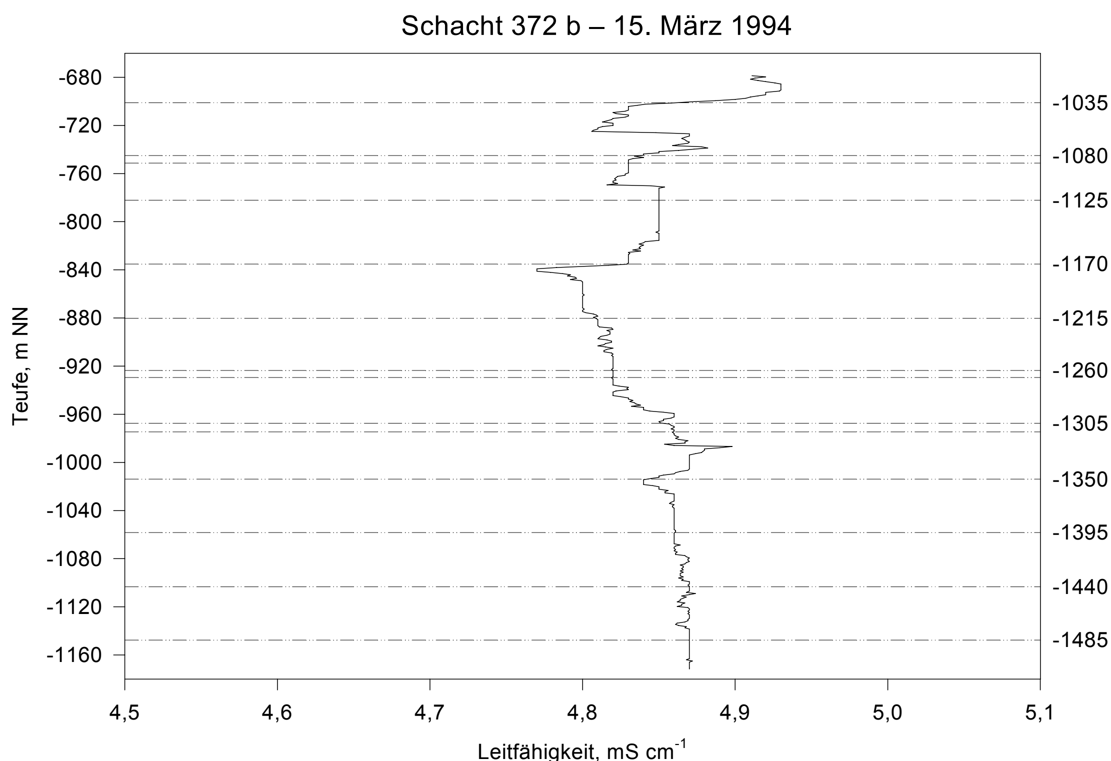


Abb. 75: Leitfähigkeitsmessungen vom 15. und 16. März 1994 im Schacht 372 b zwischen den Sohlen -990 und -1530. Grafik aus gleitenden Mittelwerten von jeweils 10 Einzelmessungen im Abstand von 0,1 m zusammengestellt (verändert nach DFA/C&E 1993/94).

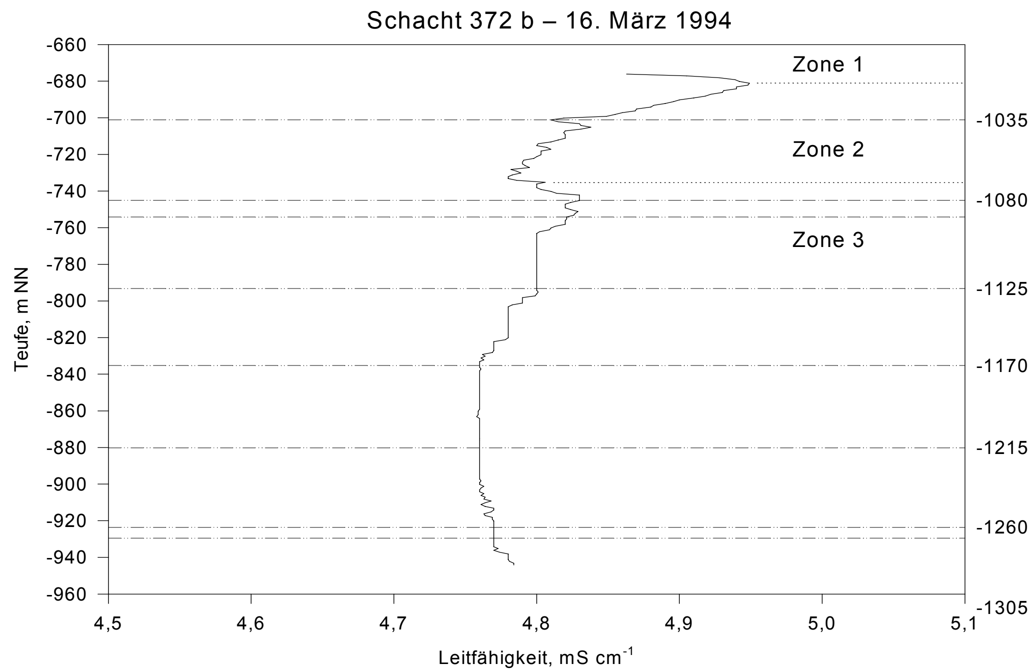


Abb. 76: Leitfähigkeitsmessung vom 16. März 1994 im Schacht 372 b zwischen den Sohlen -990 und -1305. Grafik aus gleitenden Mittelwerten von jeweils 10 Einzelmessungen im Abstand von 0,1 m zusammengestellt (verändert nach DFA/C&E 1993/94).

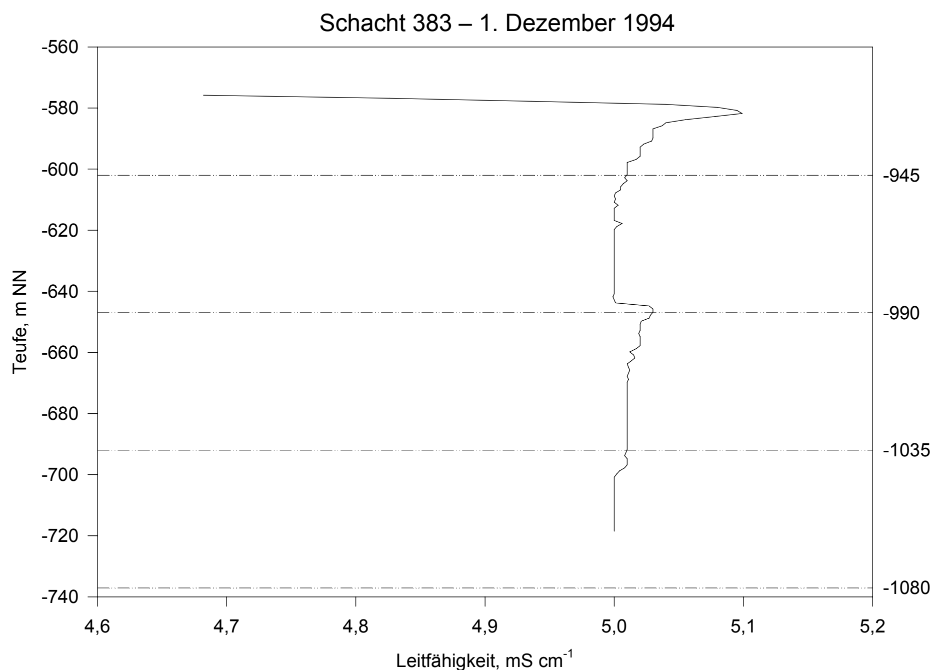


Abb. 77: Leitfähigkeitsmessung vom 1. Dezember 1994 im Schacht 383 zwischen den Sohlen -1080 und -990. Die Leitfähigkeit nimmt in den obersten sechs Metern rapide zu. Grafik aus gleitenden Mittelwerten von jeweils 10 Einzelmessungen im Abstand von 0,1 m zusammengestellt (verändert nach DFA/C&E 1993/94).

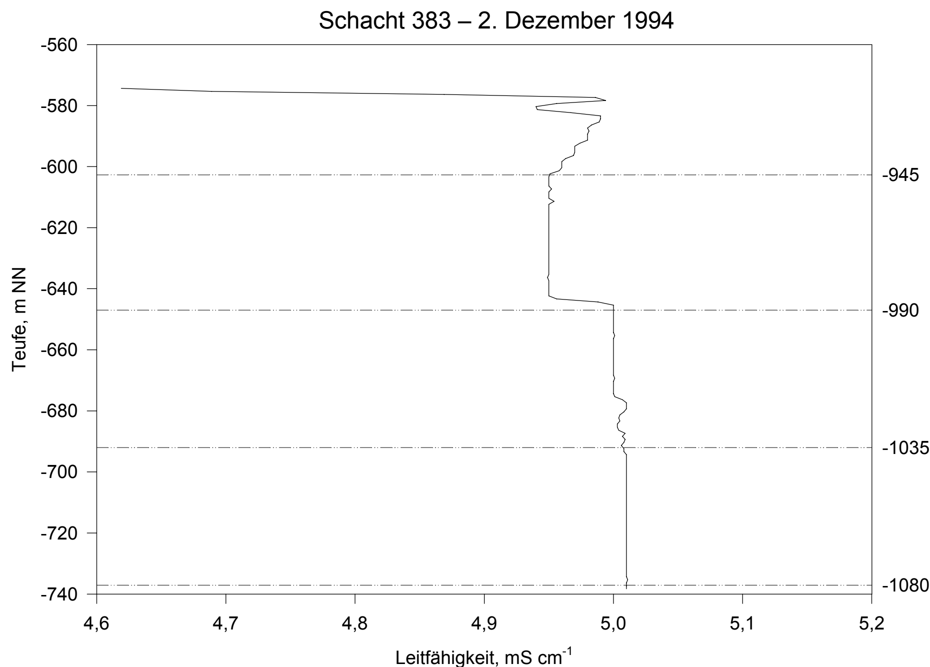


Abb. 78: Leitfähigkeitsmessung vom 2. Dezember 1994 im Schacht 383 zwischen den Sohlen -1080 und -990. Grafik aus gleitenden Mittelwerten von jeweils 10 Einzelmessungen im Abstand von 0,1 m zusammengestellt (verändert nach DFA/C&E 1993/94).

Eine der größten Leitfähigkeits-, aber auch pH-, Redox- und Temperaturänderungen, konnte am 8.3.94 im Schacht 371 II b auf dem Niveau der Sohle -1305 gemessen werden. Dort fiel die Leitfähigkeit sprunghaft von etwa 4,97 mS cm^{-1} um 0,15 mS cm^{-1} auf 4,82 mS cm^{-1} ab. Bereits am 30.3.93 war dieser Zustand beobachtbar, zum damaligen Zeitpunkt fiel die Leitfähigkeit im selben Niveau um 0,18 mS cm^{-1} von 4,54 mS cm^{-1} auf 4,36 mS cm^{-1} .

7.4.2 pH-Wert

Der pH-Wert ist der negative dekadische Logarithmus der Wasserstoffionenaktivität und hat keine Einheit:

$$pH = -\log \{H^+\} \qquad (49)$$

STUMM & MORGAN (1981) bezeichnen ihn als die „master variable“ in hydrogeochemischen Systemen, da die Löslichkeit der meisten Mineralphasen entscheidend vom pH-Wert abhängt und umgekehrt die Lösung von Verbindungen den pH-Wert beeinflußt.

Im Bergwerk Niederschlema/Alberoda bewegt sich der Absolutwert der teufenabhängigen pH-Messungen zwischen 6,7 und 7,7 mit einem Durchschnitt von etwa pH 6,9.

Im wesentlichen lassen sich in den Schächten vier pH-Teufen-Verläufe unterscheiden:

- pH-Wert ± konstant (Abb. 80; 366 b, 371 II b, 372 b)
- pH-Wert nimmt mit der Wassertiefe zu (Abb. 81; 366 b, 372 b, 366 II b)
- pH-Wert nimmt mit der Wassertiefe ab (Abb. 79; 383, 366 b, 372 b)
- pH-Wert zeigt uneinheitliches Verhalten (Abb. 82; 371, 383, 296 II b).

Keine der vier Verläufe ist typisch für einen bestimmten Schacht, vielmehr wechselt das Aussehen der Kurven ohne eine erkennbare Systematik. Beispielsweise ist der pH-Wert im Schacht 372 b am 16., 17., 18. und 19.3.93 nahezu konstant, am 15.3.93 fällt er leicht ab und am 11.3.94 steigt er mit zunehmender Teufe leicht an. Ebenso verhält es sich mit dem Schacht 366 b, der am 22.11.94

bei der 1. Messung einen relativ konstanten, bei der 2. Messung am gleichen Tag einen fallenden und am 21.3.94 einen steigenden pH-Wert aufwies.

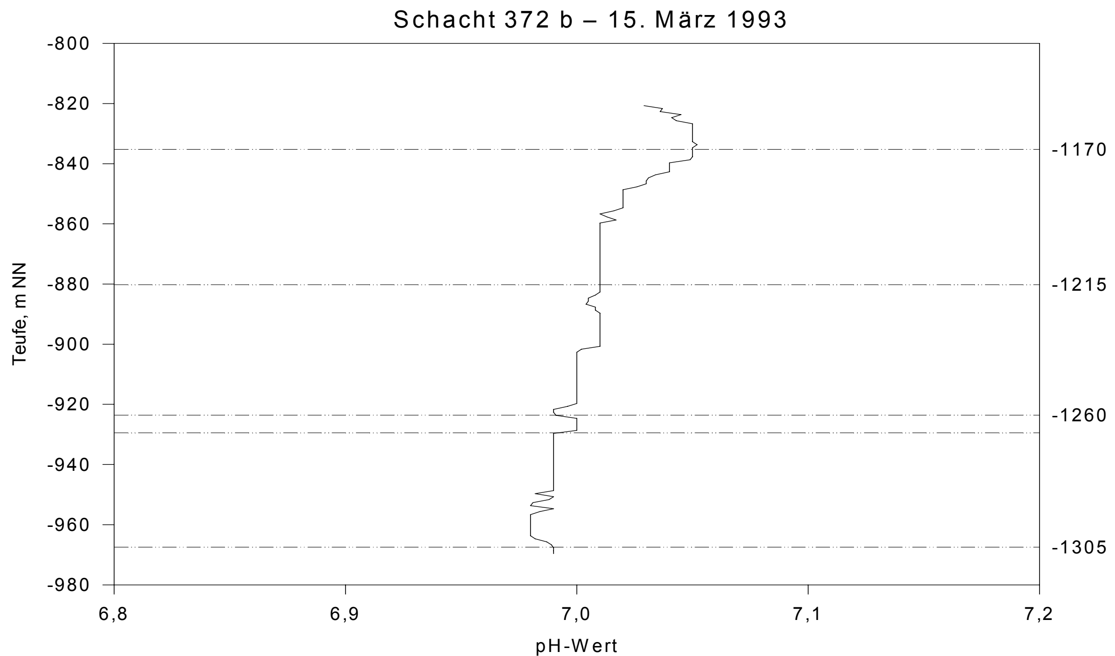


Abb. 79: pH-Messung im Schacht 372 b vom 15. März 1993. Grafik aus gleitenden Mittelwerten von jeweils 10 Einzelmessungen im Abstand von 0,1 m zusammengestellt (verändert nach DFA/C&E 1993/94).

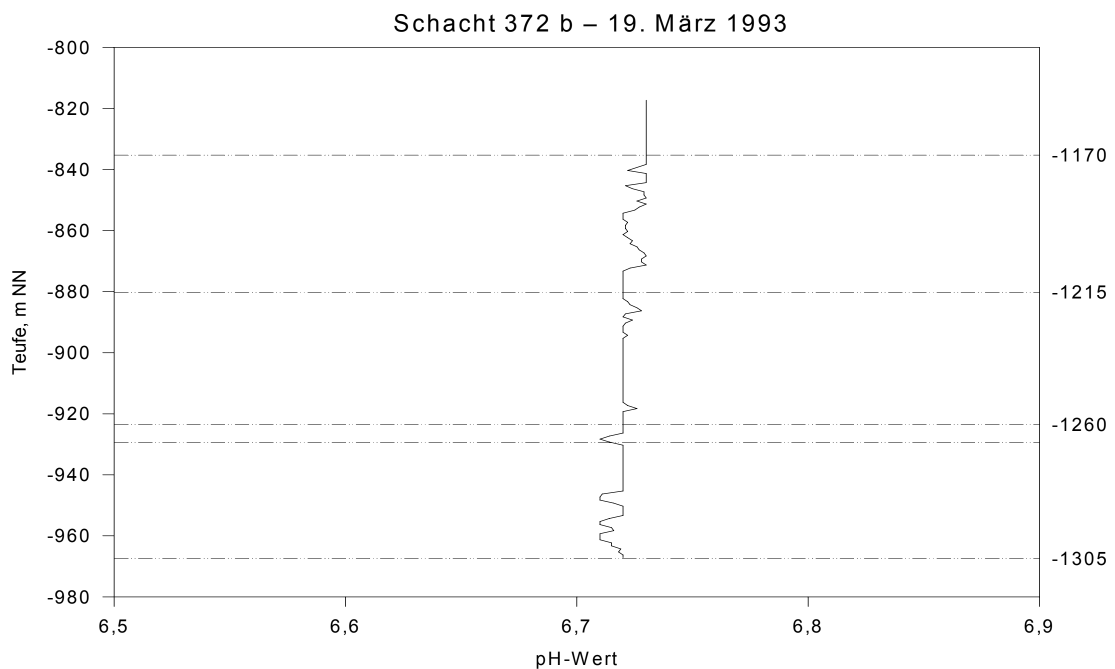


Abb. 80: pH-Messung im Schacht 372 b vom 19. März 1993. Grafik aus gleitenden Mittelwerten von jeweils 10 Einzelmessungen im Abstand von 0,1 m zusammengestellt (verändert nach DFA/C&E 1993/94).

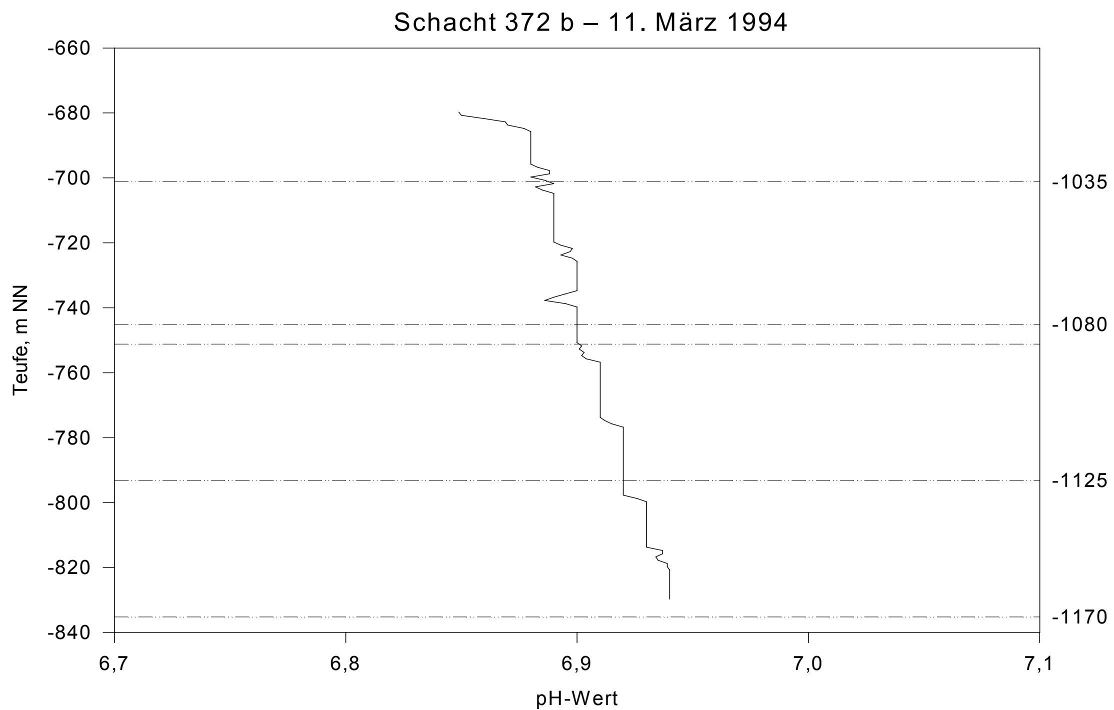


Abb. 81: pH-Messung im Schacht 372 b vom 11. März 1994. Grafik aus gleitenden Mittelwerten von jeweils 10 Einzelmessungen im Abstand von 0,1 m zusammengestellt (verändert nach DFA/C&E 1993/94).

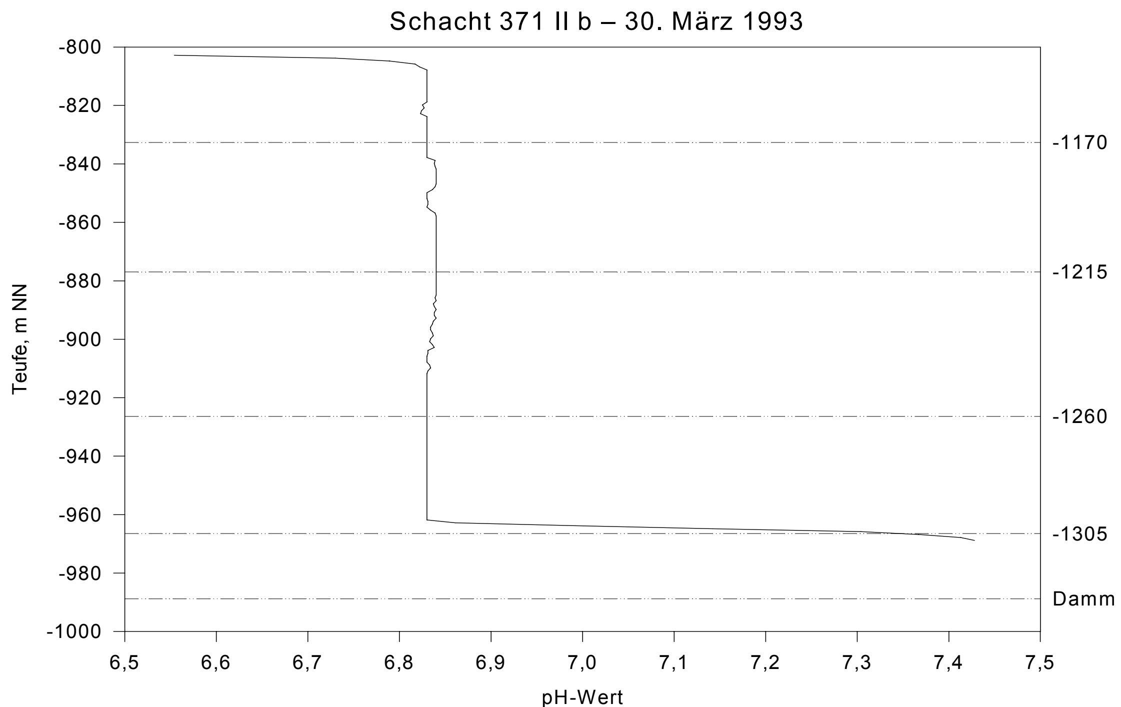


Abb. 82: pH-Messung im Schacht 371 II b vom 30. März 1993. Grafik aus gleitenden Mittelwerten von jeweils 10 Einzelmessungen im Abstand von 0,1 m zusammengestellt (verändert nach DFA/C&E 1993).

Die teufenabhängigen Änderungen selbst sind mit durchschnittlich 0,1 Einheiten gering, nur in den Schächten mit uneinheitlichem Verhalten bewegen sie sich zwischen 0,2 … 0,9 Einheiten.

Bei den geringen pH-Wert-Änderungen handelt es sich möglicherweise um Effekte, die durch die Druck- und Temperaturabhängigkeit der Gleichgewichtskonstanten *K* der Calcitlösung erklärbar sind. Solche pH-Wert Änderungen sind gleichermaßen in Seen beobachtet worden (ATKINS 1990). Dort nimmt bei konstanter Temperatur, konstantem Ionenaktivitätsprodukt IAP = $\{Ca^{2+}\} \cdot \{CO_3^{-2}\}$ und zunehmendem Druck der pH-Wert ab. Diese Abnahmen bewegen sich, wie im Bergwerk Niederschlema/Alberoda beobachtet, im Bereich von 0,1 … 0,2 pH-Einheiten (STUMM & MORGAN 1981).

Andere Ursachen müssen für die größeren pH-Wert-Änderungen verantwortlich sein, die nicht alleine aus der Druck- und Temperaturabhängigkeit der Gleichgewichtskonstante erklärt werden können. Da keine teufenabhängigen Wasseranalysen vorliegen, sind die wahren Gründe dafür nicht herausfindbar. Vermutlich erhöht jedoch die Lösung von Karbonaten in der Betonausmauerung der Schächte den pH-Wert.

Aus der Messung im Schacht 371 II b (Abb. 82) läßt sich ablesen, daß der pH-Wert unterhalb der Sohle -1305 plötzlich um 0,6 Einheiten ansteigt. Dieser Anstieg geht einher mit einem ebenso plötzlichen Temperaturabfall (Abb. 67). Eine Erklärung dafür konnte nicht gefunden werden.

7.4.3 Redoxpotential

Aus den relativen Aktivitäten der oxidierten und reduzierten Wasserinhaltstoffe ergibt sich das Redoxpotential eines wäßrigen Systems. Es wird auf das Potential der Standardwasserstoffelektrode bezogen, obgleich die Messung meist mittels einer Platinelektrode erfolgt. Zur Umrechnung muß zu dem Meßwert daher eine temperaturabhängige Konstante addiert werden (VOIGT 1990). Formelmäßig wird dieser Zusammenhang durch die NERNSTsche Gleichung ausgedrückt (STUMM & MORGAN 1981):

$$E_h = E_h^0 + \frac{RT}{nF}\ln\left(\frac{\Pi_i\{\mathrm{Ox}\}^{n_i}}{\Pi_j\{\mathrm{Red}\}^{n_j}}\right) = p_\varepsilon \cdot \frac{\ln(10)\cdot RT}{F} \qquad (50)$$

mit

E_h^0	:	Standardpotential der Reaktion, V
R	:	Gaskonstante, 8,31441 J K^{-1} mol^{-1}
T	:	Temperatur, K
n	:	an der Reaktion beteiligte Elektronen, 1
F	:	FARADAY-Konstante, 9,64846 · 10^4 mol^{-1}
Π{Ox }, Π {Red}	:	Aktivitäten der oxidierten bzw. reduzierten Spezies, 1

Zum jetzigen Zeitpunkt ist nicht abschließend geklärt, ob die Messungen des Redoxpotentials im Bergwerk Niederschlema-Alberoda den wirklichen Redoxpotentialen im Grubenwasser entsprechen. Derzeit versuchen Sondenhersteller, Meßelektrodenhersteller, DFA/C&E und die Wismut GmbH herauszufinden, inwieweit die Meßwerte zutreffen. Fest steht, daß die Berechnungsformeln einschließlich der Temperaturkorrektur und der Korrektur auf die Wasserstoffelektrode korrekt sind und daß die Meßsonde im Labor reproduzierbare Werte liefert. Inwieweit sich die Potentialdifferenz von etwa 100 mV im Gebirge zwischen Sohle -540 und der Wasseroberfläche auf die Messung des Redoxpotentials auswirkt, konnte ebenfalls noch nicht festgestellt werden. Die Zerstörung des Stahl- und Datenkabels einer LogIn-Sonde der Abteilung Ingenieurgeologie mag darauf hindeuten, daß galvanische Prozesse zwischen Sohle und Grubenwasser ablaufen. Ihre Potentialdifferenz könnte das wahre Redoxpotential des Grubenwassers überdecken. Eine direkte Messung des Redoxpotentials an der Oberfläche des Grubenwassers ist derzeit nicht möglich, da aus Sicherheitsgründen (zu hoher Radon-, zu geringer Sauerstoffgehalt der Wetter) nicht bis an die Wasseroberfläche hinabgefahren werden darf. Die einzige, dem Autor bekannte Redoxmessung direkt im Grubenwasser, stammt vom 24. Juli 1992 und erbrachte ein Potential von 154 mV (Lf = 2,91 mS cm^{-1},

pH = 6,7, O_2-Gehalt = 0,6 mg L^{-1}). Eine H_2S-Ausgasung im Mai 1992, die bei Redoxpotentialen ab -100 mV beobachtet werden kann, hat nur lokalen Charakter besessen.

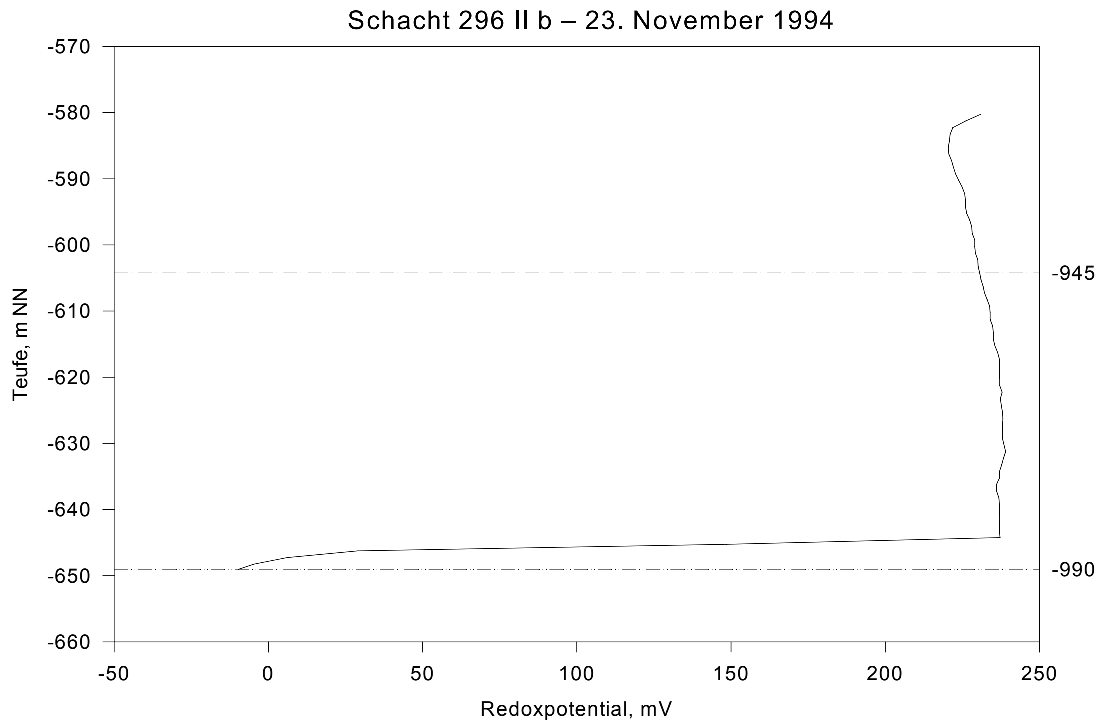


Abb. 83: Redoxmessung im Schacht 296 II b vom 23. November 1994. Grafik aus gleitenden Mittelwerten von jeweils 10 Einzelmessungen im Abstand von 0,1 m zusammengestellt (verändert nach DFA/C&E 1993/94).

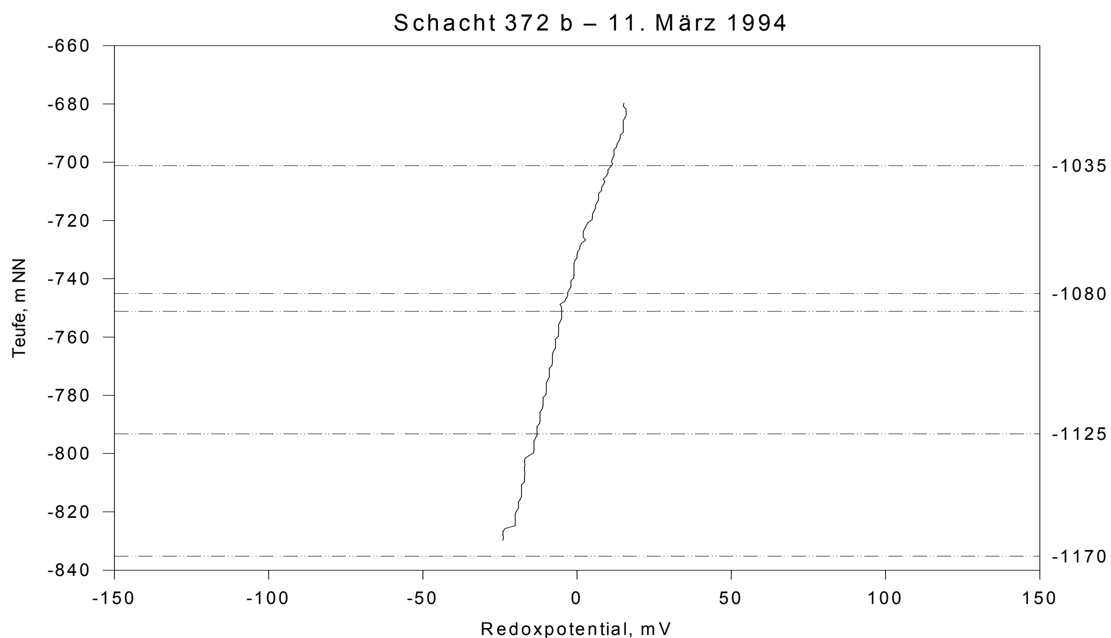


Abb. 84: Redoxmessung im Schacht 372 b vom 11. März 1994. Grafik aus gleitenden Mittelwerten von jeweils 10 Einzelmessungen im Abstand von 0,1 m zusammengestellt (verändert nach DFA/C&E 1993/94).

Lediglich aus dem Schacht 296 II b liegen Redoxpotentialmessungen vor, die den tatsächlichen Redoxpotentialen im Grubenwasser entsprechen könnten (Abb. 83). Aus dem starken Redoxpotentialabfall von ca. 250 mV auf 0 mV im Niveau der Sohle -990 könnte geschlossen werden, daß die Messungen in den anderen Schächten gleichfalls den reellen Bedingungen entsprechen.

Zwischen Schacht 296 II b und den anderen Schächten, in denen das Redoxpotential gemessen wurde, besteht insofern ein signifikanter Unterschied, als bei ersterem das Redoxpotential deutlich positiv ist, in den letzteren hingegen von 0 … 50 mV ausgehend deutlich negativ wird. Nur aus Vollständigkeitsgründen sei eine typische Messung aus dem Schacht 372 b wiedergegeben (Abb. 84).

7.5 Strömungsgeschwindigkeit

Am 1. April 1993 erfolgte im Schacht 372 b durch die Fa. LogIn (Gommern) mit einer Propellersonde FM 36(A) aus Eigenherstellung die Bestimmung der Strömungsgeschwindigkeit. Die Flow-Sonde löst in Schritten von 0,5 m min^{-1} auf und spricht ab etwa 0,6 m min^{-1} Geschwindigkeit an. Von der Wasseroberfläche auf -795,5 m NN (zwischen Sohle -1170 und -1125) bis zur größten Meßteufe in -1280 m NN (Sohle -1620) betrug die Meßgeschwindigkeit zwischen 10,5 m min^{-1} und 12,2 m min^{-1}. Dabei wurde eine Strömungsgeschwindigkeit bestimmt, die von 2,6 … 4,0 m min^{-1} reichte und im Mittel bei 3,3 m min^{-1} lag (Abb. 85). Von Sohle -1620 bis Sohle -1395 herrscht eine relativ einheitliche Geschwindigkeit von 3,3 m min^{-1} vor, die nur an der Sohle -1530 unterbrochen wird. Darüber schließt ein Bereich mit uneinheitlicher, im Schnitt geringfügig höherer, Strömungsgeschwindigkeit an.

Erhöhungen der Strömungsgeschwindigkeiten bestehen im Niveau der Sohlen oder Wettersohlen -1530, -1350, -1305, -1266 und -1215, Erniedrigungen im Niveau der Sohle -1395, der Wettersohle -1356, Oberkante Füllort Sohle -1305 und Sohle -1260.

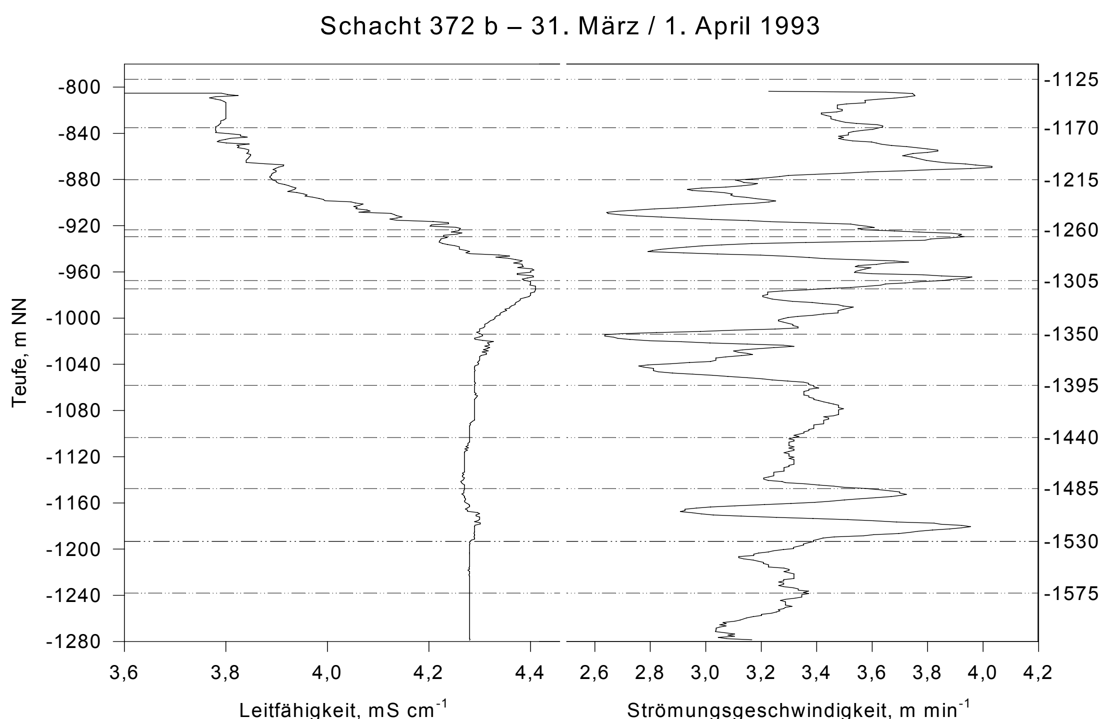


Abb. 85: Strömungsgeschwindigkeit und Leitfähigkeit im Schacht 372 b am 1. April und 31. März 1993. Grafik aus gleitenden Mittelwerten von jeweils 10 Einzelmessungen im Abstand von 0,1 m zusammengestellt (verändert nach DFA/C&E 1993/94). Änderungen der Strömungsgeschwindigkeit spiegeln sich in Änderungen der Leitfähigkeit wieder.

Auf indirekte Weise konnte am 3. Mai 1994 auf Sohle -990 im Zugang vom Querschlag 1406 zum Schacht 366 II b die Fließgeschwindigkeit ermittelt werden. Dort hatte wenige Tage zuvor das Flutungswasser begonnen, aus dem Schacht herauszuströmen. Mittels eines Triftkörpers bestimmte sich die Strömungsgeschwindigkeit an der Wasseroberfläche zu 13,3 m min^{-1}, das einströmende Wasservolumen zu 3500 … 4000 m^3 d^{-1} (damaliger täglicher Zufluß etwa 4000 m^3 d^{-1}). Da der Querschnitt dieses Zugangs in etwa dem eines Schachts entspricht, kann die ermittelte Strömungsgeschwindigkeit als eine grobe Abschätzung der Geschwindigkeit angesehen werden, mit der das Wasser im Schacht stömt.

Die Anstiegsgeschwindigkeit des Wasserspiegels durch das Zufließen von Sickerwässern ist im Vergleich zu den obigen Geschwindigkeiten vernachlässigbar gering. Wähend des Anstiegs in den Schächten beträgt sie etwa 12 cm h^{-1}, beim Überfluten einer Sohle 0,5 cm h^{-1}.

Wie der Vergleich obiger Strömungsgeschwindigkeiten (3 m min^{-1}, 13 m min^{-1}) mit der Geschwindigkeit der Sporen im Triftversuch zeigt (0,01 m min^{-1}), stellt die im Kapitel 7.2.5 ermittelte Strömungsgeschwindigkeit einen Minimalwert dar. Unter Zugrundelegung einer Geschwindigkeit von 3 … 13 m min^{-1} dürften die Sporen bereits nach weniger als einem Tag zwischen Aufgabestelle und Entnahmestelle geströmt sein.

7.6 Die Flutung des Bergwerks Niederschlema/Alberoda

7.6.1 Literaturrecherche

Im Hinblick auf eine Vorhersage der hydrogeochemischen und hydrodynamischen Entwicklung des Bergwerks Niederschlema/Alberoda fand eine Literaturrecherche statt. Gleichzeitig sollte die Recherche Methoden aufzeigen, mit deren Hilfe der Schadstoffaustrag durch das Flutungswasser auf geringstmöglichem Niveau gehalten werden kann.

Bedauerlicherweise enthalten von diesen Arbeiten (z.B. ACKMAN & RICHARD 1991, OLEM 1991, PFEUFER 1991, SINGH et al. 1985, ROGOZ & POSYLEK 1982, KESSERÜ et al. 1982) nur wenige einen Hinweis, der auf Niederschlema/Alberoda anwendbar wäre, was vermutlich auf die Geheimhaltung im Bergbausektor zurückgeführt werden kann. Gerade im Umweltbereich versuchen Bergbaufirmen Negativinformationen zurückzuhalten, und eine Abkehr von dieser Firmenpolitik ist erst in jüngster Zeit zu verzeichnen (ROSIN 1994).

Zahlreiche, teilweise von WIRTH ZUR OSTEN (1992) bearbeitete, Publikationen befassen sich mit der Flutung von Salzbergwerken (z.B. BRENDEL et al. 1982, SITZ et al. 1982). Obwohl gerade die Flutung des Bergwerks Hope (HERBERT 1989) ein Musterbeispiel für die Datenerfassung während der Flutung eines Bergwerks ist, lassen sich die meisten Informationen nicht auf ein Erzbergwerk übertragen. Während nämlich im Salzbergwerk die Art der physikalischen Laugung des Salzes die wichtigste Problematik darstellt, ist dieser Prozess im Erzbergbau unbedeutend.

Bei den Publikationen über geflutete bzw. zu flutende Erzbergwerke spielt häufig die Vorhersage des Wiederanstiegsprozesses eine Rolle (z.B. AURADA 1970, BROWN 1982, HANZLIK & VYDRA 1985, ROGOZ 1994, BANKS 1995). Ergebnis der, auch von WOLF (1995) durchgeführten, Literaturrecherchen ist die Erkenntnis, daß Wiederanstiegsprozesse in der Regel falsch vorhergesagt werden. Dafür gibt es verschiedene Gründe, unter anderem Fehleinschätzungen beim Wiederanstieg des Grundwasserspiegels im unverritzten Gebirge und langfristige Auswirkungen durchschnittlicher Niederschlagsmengen aus zurückliegenden Jahren (HANZLIK & VYDRA 1985). Lediglich bei einfachen Grubengeometrien gelingen Vorhersagen in begrenztem Umfang (BROWN 1982).

Einen breiten Raum nehmen Publikationen ein, die über Lösung und Transport von Schadstoffen aus untertägigen Deponien berichten. Sie lassen sich im wesentlichen der Deponierung radiotoxischer und chemotoxischer Abfallstoffe zuordnen (z.B. NORDSTROM et al. 1989). Bei dieser Art von Arbeiten interessieren meist Transportvorgänge im umgebenden Gebirge (z.B. NOWY 1993), selten im Grubengebäude (z.B. JÄGER et al. 1990, UERPMANN 1980, BANKS 1995). Da, wie in

Kapitel 8.2 dargelegt, in Niederschlema/Alberoda der Hauptwassertransport über die Abbaue und Strecken erfolgen wird, fanden vorgenannte Veröffentlichungen bei der Literaturrecherche nur Berücksichtigung, wenn die geologisch-geometrischen Verhältnisse übertragbar waren.

Einen bemerkenswerten Aspekt, wenngleich für das Auflassen pyrithaltiger Bergehalden, beschreiben GARGA et al. (1983). Um die Oxidation von Pyrit und die damit verbundene Säurebildung auf ein Mindestmaß zu reduzieren, empfehlen sie, Halden nach Ende des Bergbaus zu fluten. In kanadischen Bergehalden, die durch Flutungsteiche („abandonment lakes“) vom Luftsauerstoff abgeschlossen waren, hatten die Sickerwässer in stark pyrithaltigen Halden (15 … 17 %) nach 32 Jahren pH-Werte von 6,9. Nicht geflutete Bereiche der gleichen Halde hingegen haben in den Sickerwässern der obersten 15 cm einen pH-Wert von 2,5. Vorteilhaft für die erfolgreiche Anlage von Flutungsteichen ist die räumliche Nähe karbonatreicher Gesteine, an denen sich das Wasser mit Karbonaten anreichern kann (GARGA et al. 1983).

Trotz der unterschiedlichsten Fragestellungen, mit denen sich die Literatur über Bergwerksflutungen befaßt, sind ihnen einige Forderungen für die Vorhersage des Wiederanstiegs gemeinsam:

- genaue Kenntnis der hydrogeologischen Verhältnisse
- Abschätzung der Wassermenge, die durch das Grubengebäude fließt
- Untersuchung der geologischen und geochemischen Situation

Die interessanteste Arbeit zur Flutung von Bergwerken, deren Ergebnisse zum Teil auf Niederschlema/Alberoda übertragbar sind, stammt von FERNANDEZ-RUBIO et al. (1987). Sie stellen unterschiedliche Möglichkeiten vor, mit denen saure Grubenwässer im Rahmen der hydrogeochemischen Verhältnisse vermieden werden können. Ausgangspunkt ihrer Vorschläge und Überlegungen ist die Tatsache, daß die Pyritoxidation durch den Sauerstoff der Grubenwetter hervorgerufen wird und sich durch kontrolliertes Fluten verringern läßt. Barrierebauwerke, wie sie für Niederschlema/Alberoda bereits zu einem früheren Zeitpunkt vorgeschlagen wurden (WOLKERSDORFER 1992), tragen darüberhinaus dazu bei, den Schadstoffaustrag zu minimieren.

7.6.2 Wesentliche Flutungsmethoden und deren Resultate

Die Flutung eines Bergwerks dient unterschiedlichen Zielen. Sie soll verhindern, daß der untertägige Hohlraum in sich zusammenstürzt und es an der Oberfläche Tagesbrüche gibt. Weiterhin soll möglichst die hydrogeologische Sitution vor Beginn des Bergbaus wiederhergestellt werden, bei der Luftsauerstoff nicht in der Lage war, im unverritzten Gebirge Disulfid zu oxidieren. Aber auch ökonomische Gründe spielen eine Rolle, da es jährlich mehrere Millionen DM kosten kann, ein Bergwerk zu sümpfen.

Nicht bei allen Bergwerken sind die gesamten Grubenbaue unterhalb des Wasserspiegels, der sich nach Ende der Flutung natürlicherweise einstellt. Zur Stabilitätserhöhung darüberliegender Grubenbaue müßten künstliche Maßnahmen getroffen werden, um das Wasser über den tiefsten Wasserlösungsstollen anzuheben (FERNANDEZ-RUBIO et al. 1987, SITZ et al. 1982). Obgleich das Bergwerk Niederschlema/Alberoda zu diesem Typ von Bergwerken gehört, soll an dieser Stelle nicht näher auf solche Maßnahmen eingegangen werden, da ein Ansteigen des Grubenwassers über das Niveau des Markus-Semmler-Stollens weder von den Behörden noch der Wismut GmbH erwogen wird.

Prinzipiell können vier Flutungsmethoden unterschieden werden:

- unkontrollierte Flutung (Abb. 86 a)
- kontrollierte Flutung ohne Wasseraufbereitung und Regelungsmechanismen
- kontrollierte Flutung ohne Wasseraufbereitung mit Regelungsmechanismen (z.B. Dämme, Abb. 86 b, c, d)
- kontrollierte Flutung mit Wasseraufbereitung (mit und ohne Regelungsmechanismen)

In allen Fällen dauert es eine geraume Zeit, bis das verunreinigte Grubenwasser durch natürliche Misch- und Austauschvorgänge eine Verbesserung seiner Qualität erfährt.

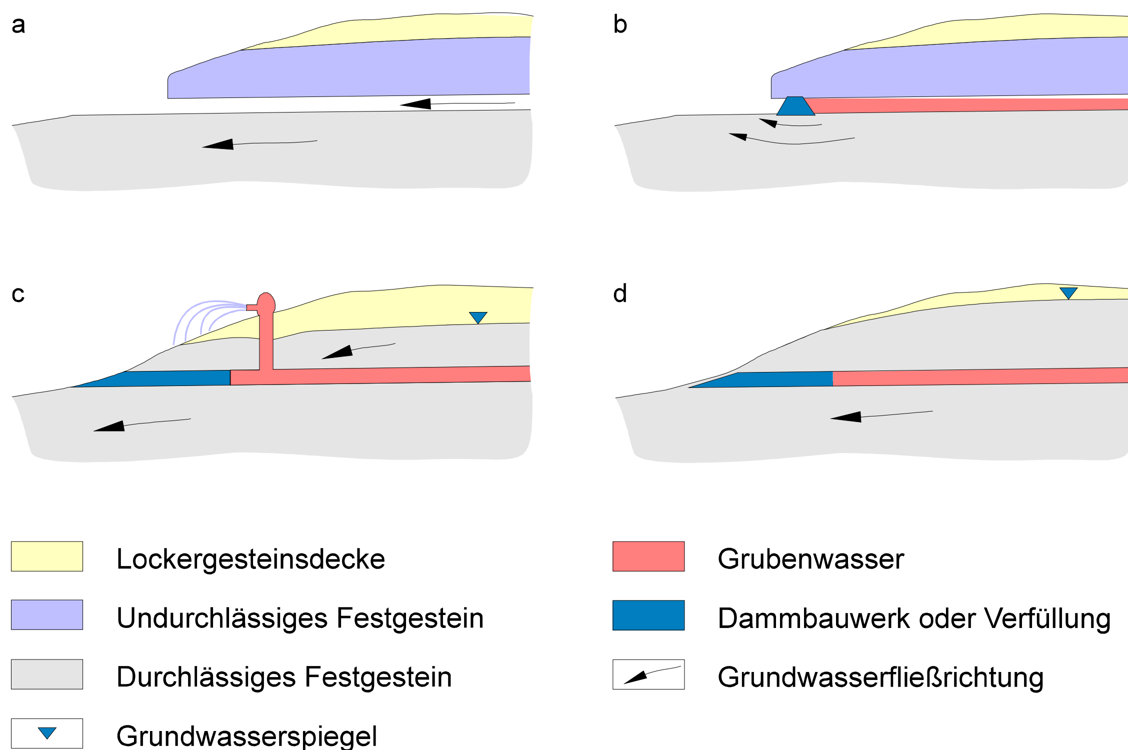


Abb. 86: Möglichkeiten, Grubenwasser in den oberirdischen Wasserkreislauf einzuleiten. a: unkontrollierte Flutung; b, c: kontrollierte Flutung mit Dammbauwerken; d: vollständige horizontale Hermetisierung des Grubengebäudes (verändert nach Fernandez-Rubio et al. 1987).

Inwieweit im zeitlichen Verlauf eine Verbesserung der Wasserqualität eintritt, ist – wenn überhaupt – nur für den Einzelfall abzuschätzen. Die Qualitätsverbesserung kann mehrere Jahrzehnte dauern, wie am Beispiel aufgelassener Kohlenminen in Pennsylvania belegt ist (Ladwig 1985, Erickson et al. 1982). Zwar hat sich dort in 13 Jahren der durchschnittliche Sulfatgehalt des Wassers etwa halbiert, blieb aber nach wie vor auf einem hohen Niveau. Aus den gleichen Untersuchungen geht hervor, daß sich in fünf von neun untersuchten Schächten eine Schichtung ausbildete, bei der qualitativ besseres über qualitativ schlechterem Wasser zu liegen kommt. Die Schichtung des Wasserkörpers spiegelt sich unter anderem in einer plötzlichen pH-Erniedrigung wieder, an dem dessen Wert um fast eine Einheit zurückgeht. Gleichzeitig steigt der Sulfatgehalt regelmäßig an. Gründe für die Schichtung könnten Wasserzuflüsse in den jeweiligen Schächten sein oder eine Dichteschichtung ähnlich der in Seen oder im Schacht 296 II b (Erickson et al. 1982, Kapitel 7.3.4.1). Es ist vom Einzelfall abhängig, ob das kontrolliert abgeleitete Wasser aus dem relativ unkontaminierten oder dem kontaminierten Wasserkörper entnommen werden sollte. Auf jeden Fall, so Ladwig (1985), muß vermieden werden, daß zu starke Wasserabsenkung zu weiteren Oxidationsprozessen, demnach Säurebildung, im lufterfüllten Grubengebäude führt. Auf das Bergwerk Niederschlema/Alberoda übertragen würde das bedeuten, das Flutungsniveau so hoch wie möglich anzusetzen.

Gegebenenfalls kann eine *horizontale* Hermetisierung des gesamten Grubengebäudes im Niveau des Wasserlösungsstollens den Schadstoffaustritt verhindern (Abb. 86 d). Dabei wird zwischen einer Hermetisierung gegenüber Wasser und einer gegenüber Sauerstoff unterschieden. Im ersten Fall muß sichergestellt sein, daß kein Grubenwasser über Störungszonen die Oberfläche erreicht. Lokalisierbare Störungszonen müssen daher soweit als möglich von übertage aus abgedichtet werden. Über die Ergebnisse einer falsch durchgeführten Hermetisierung, die zum Anstieg der abfließenden Schadstoffmengen führte, berichtet Biaglow (1988). Im zweiten Fall wird das Grubengebäude lediglich gegen den Zutritt von Sauerstoff abgedichtet, damit eine Pyritoxidation unterbunden wird, obwohl diese Methode von anderer Seite ob ihrer Zuverlässigkeit Zweifel findet (Barnes & Clarke 1964).

Eine *vertikale* Hermetisierung des Bergwerks Niederschlema/Alberoda unterscheidet sich insofern von der in Abb. 86 d, als nicht der Wasserlösungsstollen, sondern das Grubengebäude unterhalb des Wasserlösungsstollens hermetisiert würde (Abb. 93). Die Hermetisierung weist drei Vorteile auf:

- frisches, sauerstoffhaltiges Wasser kann über das Grubengebäude nicht oder nur erschwert in tiefere Grubenteile gelangen
- kontaminiertes und nicht kontaminiertes Wasser werden sich nicht miteinander vermischen,
- eine Wasseraufbereitung ist möglicherweise vermeidbar.

7.6.3 Beschreibung des Flutungsablaufs

Obgleich die Flutung des Bergwerks Niederschlema-Alberoda sehr komplex ist, da die Sickerwässer über eine große Anzahl von Schächten, Sümpfen und Sohlen in das Grubengebäude fließen, soll versucht werden, den generellen Ablauf zu skizzieren. Dabei werden nacheinander die Zuflüsse in die wichtigsten Schächte dargelegt. Eine Prinzipdarstellung der Vorgänge gibt Abb. 2.

Offiziell begann die Flutung des Bergwerks Niederschlema/Alberoda am 11. Januar 1991 mit dem Abschalten der Hauptpumpenstation auf Sohle -1710, doch bereits am 24. April 1990 wurde die Behelfspumpenstation am Schacht 383 III b abgeschaltet und das Wasser überflutete die tiefsten Sohlen (Abb. 87, J. MEYER, G. FRÖHLICH, pers. Mitt.).

Täglich sickern in das Grubengebäude Niederschlema-Alberoda (Objekt 9) 9.000 … 15.000 m^3 Sickerwässer (der Terminus der Wismut GmbH lautet „geologische Wässer“). Ein Teil der Sickerwässer fließt über den Schacht 296 b in den Wasserspeicher 186, wo auch Wässer gefaßt werden, die von der Sohle -240 stammen (ca. 4600 $m^3\ d^{-1}$). Vom Wasserspeicher 186 gelangt das Sickerwasser über Rohrleitungen zum Schacht 38 und zum Sumpf I auf Sohle -546. Etwa die Hälfte der Sickerwässer fällt an diesem Schacht, im Sumpf I und Sumpf II der Sumpfstrecke -546 an.

Bis zur Überflutung der Sohle -990 lief das Gros aller Sickerwässer am Schacht 372 b zu, zum Teil in Folge einer Probebohrung auf Sohle -1176, die große Mengen an Wasser erschloß. Weiterhin bestanden über Sohle -1035 Sickerwasserzuflüsse aus dem Oberschlemaer Bergbaugebiet (Objekt 2). Während eines kurzen Zeitraumes floß auch von Sohle -540 Wasser in den Schacht 372 b. Andere nennenswerte Zuflüsse konnten auf Sohle -1176, -1215 und -1086 beobachtet werden, vorübergehend gelangte über eine Rohrleitung auf Sohle -1620 Wasser in den Schacht 372 b.

Im Schacht 296 II b fließt Sickerwasser über ein Becken und eine Falleitung an der Pumpenstation -996 zu. Dieses Wasser entstammt der Sohle -726. Zeitweilig kamen auf Sohle -1170, -1305, -945 und dem Schachtsumpf Sickerwässer aus Rohrleitungen hinzu.

Weitaus geringere Mengen Sickerwassers flossen von Sohle -1170 in den Schacht 366 II b. Eine aktive Zuleitung von Sickerwässern bestand dort genausowenig wie in den Schächten 371 II b und 371 b. Die niedrigen Temperaturen in den Schachtsümpfen der Schächte 366 II b und 371 II b sind daher nicht, wie im Quartalsbericht II/1993 (WISMUT GmbH 1993b) dargelegt, auf „kältere[…] Zulaufwässer“ zurückzuführen. Dies vor allem nicht, weil der Temperatursprung beständig im Niveau der Schwenkbühnengrube eintrat!

Bis Anfang Januar 1993 infiltrierte weiteres Sickerwasser durch Rohrleitungen im Schacht 371 II b und dem Gesenk III auf den Sohlen -1395 und -1620. Ab dem 6. Januar 1993 wurde das infiltrierende Wasser auf den höher gelegenen Sohlen -1266, -1215 und -1170 ausgeschüttet.

Ein Großteil der Sickerwasserzuflüsse wird über Entspannungsbecken gesteuert. Solange daher der Wasserspiegel an einer Zuflußstelle unterhalb eines Entspannungsbeckens ist, gelangt das Wasser über Rohrleitungen vom Becken aus unter die Grubenwasseroberfläche. Sobald das Becken überflutet ist, fließt von dort aus kein Wasser mehr in tiefere Grubenbereiche.



Abb. 87: Teilweise überfluteter Querschlag 1753 der Sohle -1305 Anfang Dezember 1992 im Bergwerk Niederschlema/Alberoda (aus BUNDESMINISTER FÜR WIRTSCHAFT 1993). Zu erkennen ist der Stahlbogenausbau einer zweigleisigen Strecke in der Bauart KSW 109-7124/02 mit Holzverzug aus Rundholz (SDAG WISMUT 1984). Ausbauhöhe der Strecke etwa 3 m, Wasserstand 0,5 m.

Pumpen fördern das auf der Sohle -540 gesammelte Wasser über den Schacht 208 nach übertage in das Bohrbachstaubecken (früher: Industrielle Absetzanlage, IAA) und die Vorflut Zwickauer Mulde. Durchschnittlich heben die Pumpen 5.000 … 10.000 m^3 Wasser pro Tag, während 4000 … 7000 m^3 in das Grubengebäude fließen und zum Anstieg des Grubenwasserspiegels beitragen. Bis zum 20. Mai 1992 war auf der Sohle -720 außerdem eine Turbine zur Stromerzeugung installiert, die aktiv mit Wasser der Sohle -540 betrieben wurde. Seitdem fördern Pumpen das gesamte auf Sohle -540 faßbare Sickerwasser nach übertage, wodurch ein kontrollierter Flutungsablauf möglich ist.

Weitere 5500 … 8200 $m^3\ d^{-1}$ Wasser entstammen dem Markus-Semmler-Stollen der Grube Schneeberg und gelangen über den Schacht 15 II b in den Schlemabach. Letzteres diente bis Anfang der 1990er Jahre nach einer Arsenreduzierung der SDAG Wismut und dem Ort Schlema als Trinkwasser.

Verglichen mit den Schächten 366 II b und 371 b weist Schacht 372 b, in dem bis zur Überflutung der Sohle -990 die Hauptwassermengen zuflossen, keine nennenswert unterschiedlicheren Temperaturen auf. Lediglich an Sohle -1350 des Schachts 372 b ist zwischen dem 28. April 1993 und 8. Juni 1993 ein deutlicher Temperaturabfall von 0,1 … 1,0 K zu beobachten, der mit großer Wahrscheinlichkeit auf die Zufuhr kalten Wassers zurückzuführen ist. Aus dem Profil läßt sich allerdings ablesen, daß schon nach wenigen Höhenmetern der Kaltwassereinfluß nicht mehr vorhanden ist. Ähnliche Effekte zeigen die Temperaturprofile der Schächte Hope und Adolfsglück während deren Flutung (HERBERT 1989). Dort ist die Dichteschichtung in erster Linie auf die Salinität zurückzuführen. In UERPMANN (1980) findet sich die Abbildung einer seit 50 Jahren abgesoffenen Schachtröhre des Kalisalzbergbaus, in der über 100 Höhenmeter eine mehr oder weniger stetige Temperaturabnahme um 8 K zu beobachten ist, ohne daß Kaltwasserzuflüsse vorhanden wären.

Anscheinend ruft das Sickerwasser nur eine geringe, lokale Temperaturveränderung hervor. Durch den großen Energieinhalt des bereits im Bergwerk vorhandenen Wassers (ca. $10 \cdot 10^6\ m^3$) wird die Temperatur durch die wöchentlich 5 … 8‰ zusätzlich zufließenden Wassers kaum beeinträchtigt (ca. 0,01 K rechnerische Temperaturerniedrigung). Die Konvektion in großen Bereichen des Bergwerks (durch die einheitlichen Temperaturprofile einiger Schächte belegt) sorgt darüber hinaus für eine schnelle Durchmischung des Wasserkörpers.

7.6.4 Genereller Wiederanstiegsprozess

Nach dem Abstellen der Grubenwasserhaltung steigt bzw. stieg das Grubenwasser im Bergwerk Niederschlema/Alberoda großräumig betrachtet in drei Phasen (verändert nach JÄGER et al. 1990):

1: Überfluten der Sohlen, Schächte und Abbaue in Abhängigkeit von der Menge des zufließenden Wassers. Hauptsächlich vertikale Wasserbewegung durch das ansteigende Wasser.

2: Auffüllen der Auflockerungszone. Vertikale und hydrostatisch bedingte horizontale Wasserbewegung.

3: Wiederherstellung der hydrogeologischen Situation vor der Entwässerung des Gebirges durch den Bergbau.

Im folgenden wird der Flutungsvorgang – soweit er für die hier behandelte Fragestellung relevant ist – kurz skizziert.

Während der Phase 1 steigt das Wasser entsprechend dem Prinzip der kommunizierenden Röhren in den Schächten kontinuierlich an (Abb. 88). Da die Vorgänge beim Überfluten von Sohlen und Überhauen ähnlich geartet sind, können diese Teilphasen zur Phase 1 hinzugerechnet werden. Es darf jedoch nicht außer acht gelassen werden, daß die Zeit zum Fluten der vertikalen Grubenbaue deutlich kürzer ist als die für die horizontalen (Verhältnis zwischen 7:35 und 49:106 Tagen, Abb. 88).

Temperatur-, mineralisations- und gravitationsbedingt ist die Dichte des Wassers nicht in jedem Schacht gleich. Daher werden die Wasserstände in den jeweils untersuchten Schächten nicht identisch sein. Beispielsweise beträgt die Höhendifferenz in zwei miteinander verbundenen, 300 m hohen Schächten (296 II b, 366 b, 371 b), in denen sich Wasser mit der Temperatur 30 °C (ρ = 995,65 kg m^{-3}) und 40 °C (ρ = 992,2 kg m^{-3}) befindet, etwa 1 m.

Um die Höhendifferenz zu berechnen, kann Gleichung 52 herangezogen werden.

$$\frac{h_1}{h_2} = \frac{\rho_2}{\rho_1} \quad (51)$$

$$\Delta h = \frac{\rho_1 h_1 (1 - \frac{\rho_2}{\rho_1})}{\rho_2} \quad (52)$$

h_1 : Wasserstand im Schacht 1
h_2 : Wasserstand im Schacht 2
Δh : Differenz der beiden Wasserstände
ρ_1 : Dichte des Wassers im Schacht 1
ρ_2 : Dichte des Wassers im Schacht 2

Die Front des ansteigenden Wassers („Zone 1“) löst in den obersten 0 … 15 m die bereits verwitterten leicht mobilisierbaren Minerale von den Grubenwänden. Dies führt im Wasser zu einer Zunahme der Stoffkonzentrationen mit gleichzeitiger Erhöhung der Leitfähigkeit (Abb. 77), die als Indikator für die Wasserqualität herangezogen werden kann.

An der Oberfläche steht das Grubenwasser im Lösungsgleichgewicht mit dem Luftsauerstoff, sofern dieser durch mikrobielle Prozesse oberhalb der aufsteigenden Wassersäule nicht aufgebraucht wurde. Daher sind die Redoxpotentiale in diesen obersten Metern, von wenigen Ausnahmen abgesehen, stets größer als die darunter.

Mit dem ansteigenden Wasser steigt eine Zone weniger oxidierender Verhältnisse an („Zone 2“). Die Leitfähigkeit ist geringer als die der Zone 1, was ein Hinweis auf eine verminderte Gesamtmineralisation ist. Ob es in dieser Zone dazu kommt, daß weniger gut lösliche Phasen ausfallen, ließ sich nicht mit Sicherheit feststellen. Ein Beispiel dafür geben die Ergebnisse der physikochemischen Messungen im Schacht 371 II b (Abb. 89, Abb. 90).

In der zweiten Phase – die nicht vollständig getrennt von der ersten abläuft – füllen sich die Auflockerungszonen um die Grubenräume mit Wasser. Da die Klüfte anfangs mit Luft erfüllt sind, finden in dieser durchschnittlich 1 m mächtigen Auflockerungszone (vgl. Kapitel 8.2) Stoffmobilisationen statt, sobald das Wasser durch sie hindurch strömt. Das Wasser in der Auflockerungszone wird sowohl vertikal als auch horizontal transportiert werden. Dabei wird die Temperatur den vertikalen Transport (RUBIN 1981), Lösungsgradienten den horizontalen Transport in und aus der Ma-

trix begünstigen (GRISAK & PICKENS 1981, PFINGSTEN & MULL 1990). Welcher der beiden Vorgänge bevorzugt ablaufen wird, läßt sich derzeit nicht abschätzen.

Phase 3 stellt den quasistationären Zustand nach dem Ende der Flutung dar, in dem alle Strecken, Auflockerungszonen und das Gebirge wassergefüllt sein werden. Wegen der geringen k_f-Werte des Gebirges, kaum vorhandener Wasserführung auf Störungszonen, aber einer Verwitterungszone oberhalb des Markus-Semmler-Stollens, wird wenig Sickerwasser in größere Tiefen des Grubengebäudes eindringen. Vielmehr kommt es – sofern kein Konvektionskreislauf möglich ist – erfahrungsgemäß zu einer Überschichtung des Grubenwasserkörpers durch Sickerwässer, wie es verschiedene Autoren beschreiben (ERICKSON et al. 1982, LADWIG 1985, M. VESELIČ, pers. Mitt.).

Im Gebirge werden sich bei Flutung bis zum Markus-Semmler-Stollen größenordnungsmäßig die vor 1945 vorhandenen Grundwasserverhältnisse einstellen. Die Grundwassergleichen werden zum Schlemabach und zur Zwickauer Mulde hin gerichtet sein. Unabhängig von der Wahl der künftigen Wasseraustrittsstelle wird dem Vorfluter diejenige Wassermenge zufließen, die dem zum Bergwerk gehörenden Wassereinzugsgebiet entspricht. Im vorliegenden Fall wird es sich um 5 … 9 · 10^6 m^3 a^{-1} handeln.

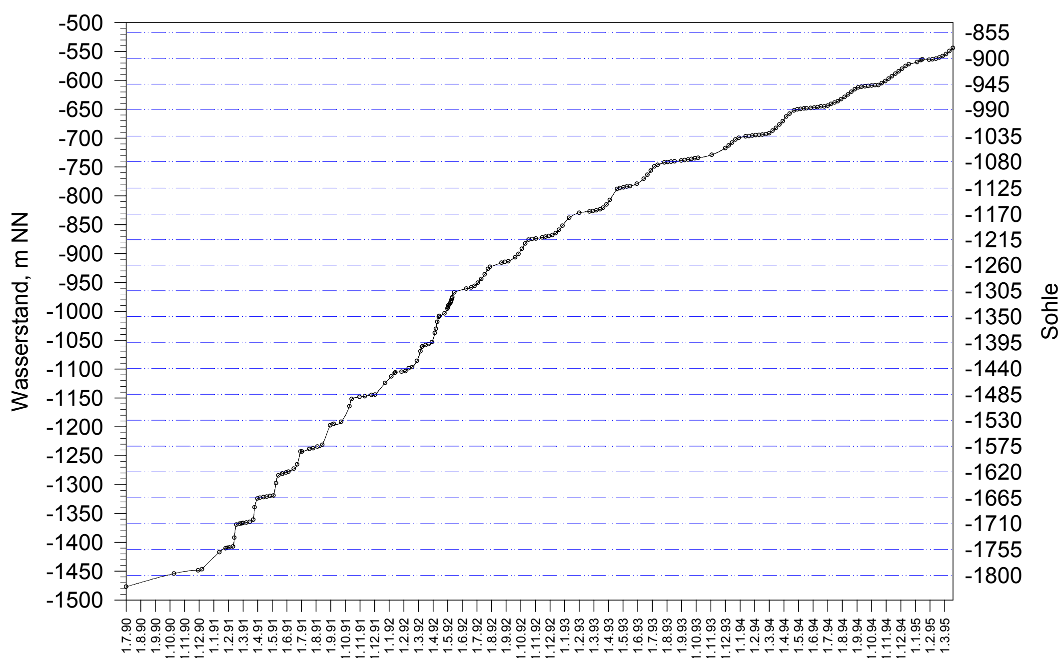


Abb. 88: Wiederanstiegskurve des Wasserspiegels im Bergwerk Niederschlema/Alberoda zwischen dem 1. Juli 1990 und 3. März 1995. Dargestellt anhand eigener Messungen und Daten der Wismut GmbH.

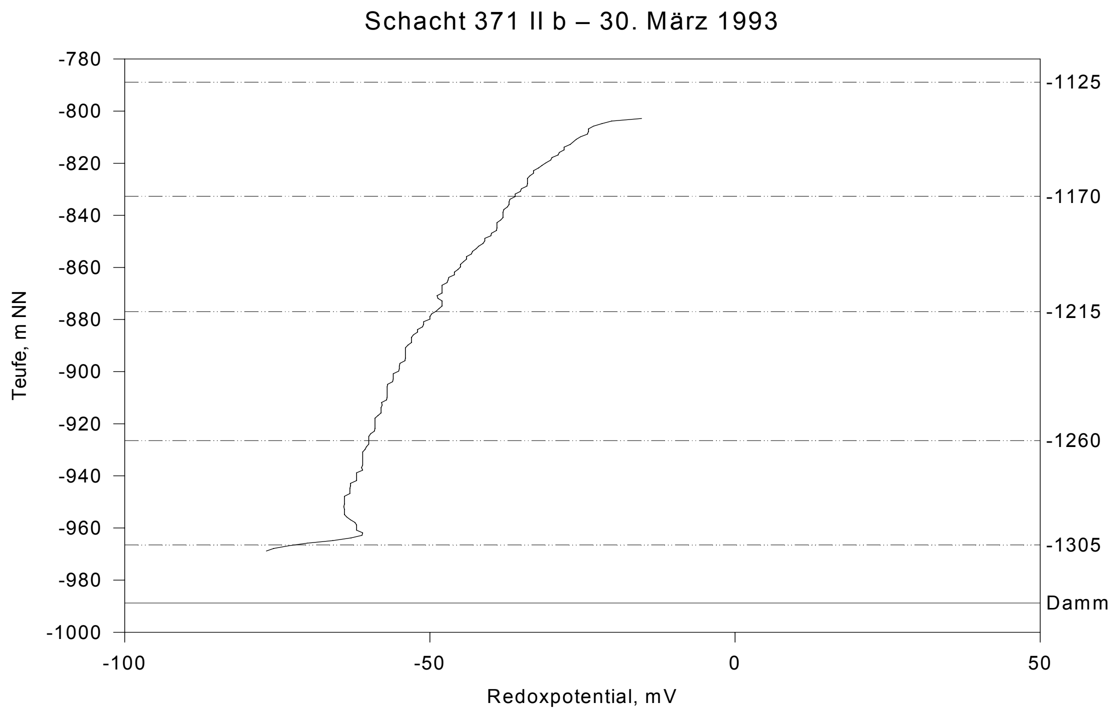


Abb. 89: Redoxpotential im ansteigenden Grubenwasser des Schachts 371 II b (verändert nach DFA/C&E 1993).

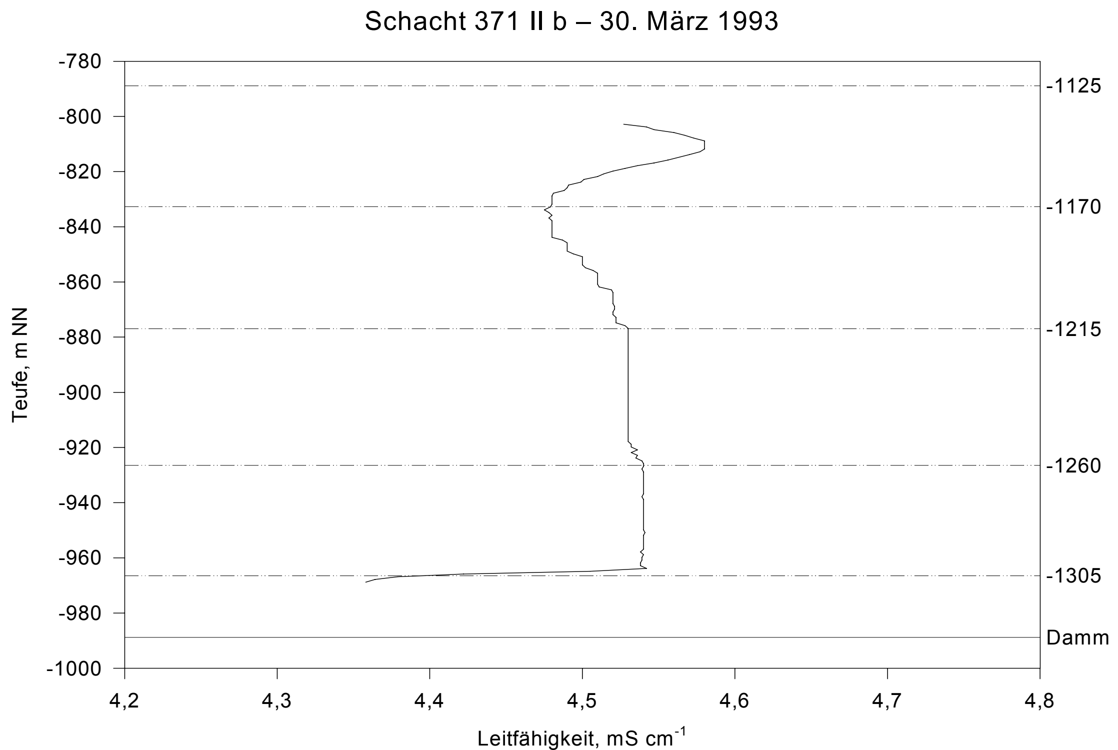


Abb. 90: Leitfähigkeit im ansteigenden Grubenwassers des Schachts 371 II b (verändert nach DFA/C&E 1993).

7.7 Diskussion und Ergebnis

Wie die physikochemischen Messungen in sieben Schächten des Bergwerks Niederschlema/Alberoda zeigen, sind deren hydrodynamischen Merkmale jeweils ähnlich. Ein abweichendes Verhalten zeigt nur Schacht 372 b, oberhalb Sohle -1305.

Eine der wichtigsten Gemeinsamkeiten ist, daß Änderungen eines physikochemischen Parameters des Grubenwassers in jedem Schacht in gleicher Weise stattfindet. Dies ist deutlich an den ähnlichen Temperaturverläufen der Schächte 366 II b, 371 II b und 372 b erkennbar (Abb. 65, Abb. 68, Abb. 71), aber auch an den Leitfähigkeits- oder pH-Messungen zu sehen. In jedem Schacht können zwei Schachtwasserkörper und, soweit vorhanden, ein Sumpfwasserkörper unterschieden werden.

Der untere Schachtwasserkörper wird oben vom Ende des Füllorts auf der letzten angeschlagenen Sohle begrenzt, der obere Schachtwasserkörper ist der Teil des Wassers oberhalb des Füllorts (vgl. Abb. 92c, Abb. 69). Charakteristikum des unteren Wasserkörpers sind relativ gleichbleibende Werte in den physikochemischen Parametern, was auf gute konvektive Durchmischung hindeutet, wohingegen sich die Werte im oberen Wasserkörper zur Wasseroberfläche hin graduell verändern. Konvektive Strömung ist durch eine regelmäßige oder unregelmäßige Änderung der Strömungsrichtung und beispielsweise der Temperatur gekennzeichnet („Oszillation“, GEBHART et al. 1988). Alle stationären Messungen in den Schächten des Bergwerks Niederschlema/Alberoda zeigen im unteren Wasserkörper eine dergeartete Temperatur- oder auch Leitfähigkeitsoszillation (Abb. 73, Abb. 74, vgl. GEBHART et al. 1988, UERPMANN 1980).

Diese vorgenannten Merkmale lassen sich in ein Detailmodell der Flutung des Bergwerks Niederschlema/Alberoda übertragen, wobei davon ausgegangen wird, es lägen offene Thermosyphons bzw. Flüssigkeitskreise vor, wie sie GEBHART et al. (1988) beschreiben, und wie sie BAU & TORRANCE (1981a, 1981b) untersuchten (Abb. 92).

An den Schachtwänden und den Sohlenstößen findet eine Erwärmung des Flutungswassers statt, sofern die Gebirgstemperatur höher ist als die des Wassers. Von der Wasseroberfläche und den Schachtwänden mit Temperaturen unter denen des Flutungswassers hingegen geht eine Abkühlung aus. Daher strömt, durch Dichteunterschiede bedingt, das erwärmte Grubenwasser an den Schachtwänden nach oben, kühlt sich im oberflächennahen Bereich des Wasserkörpers ab und sinkt in der Schachtmitte hinab. Im Idealfall würde sich bei den Geschwindigkeiten und Querschnitten in den meisten Schächten des Bergwerks Niederschlema-Alberoda eine laminare Konvektionswalze ausbilden. Wegen der Schachteinbauten (Trägerlagen, Spurlatten, Versorgungsleitungen, Abb. 91) und der großen Wandrauhigkeit der Betonausmauerung wird dies jedoch verhindert. Es kann somit davon ausgegangen werden, daß im Bergwerk Niederschlema/Alberoda offene Wasserkreisläufe (Abb. 92a, c) und offene Wasserkreisläufe mit einem isothermen Reservoir existieren (Abb. 92b, d) in denen das Wasser turbulent konvektiv strömt.

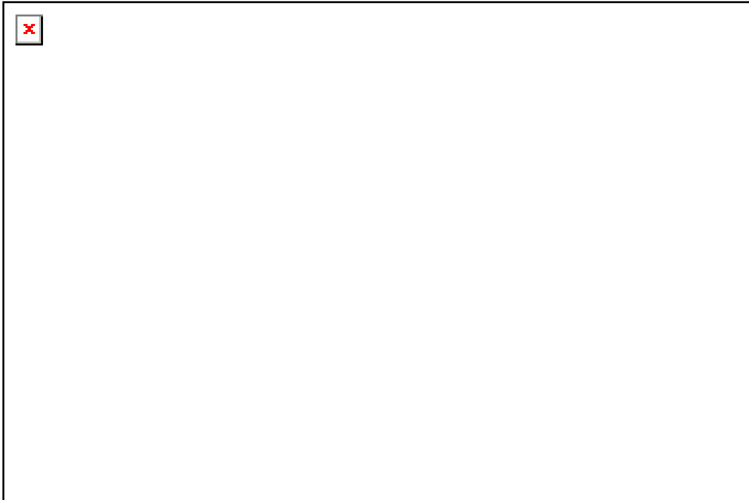


Abb. 91: Grubenwasserspiegel im Schacht 366 II b Anfang 1991. Schachteinbauten, die ein laminares Strömen des Wassers verhindern, sind erkennbar. Die Wasseroberfläche (grau) ist von Schaum bedeckt. Bildbreite etwa 2 m.

Ein isothermes Reservoir ist ein ausreichend großer Fluidvorrat gleichbleibender Temperatur, der mit dem Kreislauf in Verbindung steht und am Energieaustausch beteiligt ist.

Die Phase 1 des Wiederanstiegsprozesses im Bergwerk Niederschlema/Alberoda findet im Prinzip in vier Stufen statt, wobei abwechselnd offene Kreisläufe, offene Kreisläufe mit isothermen Reservoir und am Ende ein geschlossener Kreislauf existieren. Wegen der geringen Gebirgsdurchlässigkeiten sind Strömungen durch das Gebirge vernachlässigbar.

Stufe I a

In den Schachtsümpfen sammelt sich Sickerwasser und vermischt sich mit den dort bereits vorhandenen Mengen nicht gesümpften Wassers. Eine Vermischung dieser Sumpfwässer mit dem Schachtwasser findet nicht statt, da das aus größeren Tiefen über die Sohle zufließende Wasser eine geringere Dichte hat und das Wasser im Sumpf überschichtet. Bei einem ausgebildeten Konvektionskreislauf kann das über die Sohle einfließende Wasser im Sinne einer Eintrittsströmung verstanden werden (KRANAWETTREISER 1989). Eine Vermischung der beiden Wasserkörper findet dann nicht statt.

Stufe I b (Abb. 92a)

Das Wasser steigt über die Sümpfe, überflutet die erste Sohle und beginnt in den Schächten anzusteigen. Entsprechend des Prinzips der kommunizierenden Röhren und der Formel 46 stellen sich die Wasserstände ein. Schächte und Sohle, ohne Sumpf, bilden einen offenen Kreislauf mit zwei Reservoirs. Dabei wirkt die Sohle als Erhitzer (Q), die Schächte und die Wasseroberfläche relativ dazu als Kühler.

Das Wasser wird wie BAU & TORRANCE (1981b) und GEBHART et al. (1988) zusammengefaßt darstellten, durch Dichteunterschiede bedingt abwechselnd in den vertikalen Strecken konvektiv nach oben und unten strömen. Selbst eine geringfügig unterschiedliche Temperatur der beteiligten Schächte führt zu keiner wesentlichen Änderung der Strömungsoszillation. Auf das Bergwerksmodell übertragen bedeutet das eine Vermischung des Wassers in der Strecke und den Schächten. Der Sumpfwasserkörper ist nur dann an der Strömung beteiligt, wenn der Dichteunterschied kleiner als etwa 2 g cm^3 ist (KRANAWETTREISER 1989). Aus den Langzeitmessungen und den dadurch entstandenen Temperaturverläufen ist das Oszillieren gut belegt.

Stufe II (Abb. 92b)

Mit der beginnenden Überflutung der nächsten Sohle vereinigen sich die zwei Reservoirs zu einem einheitlichen, annähernd isothermen Reservoir. Diesen Fall beschreiben BAU & TORRANCE (1981b) theoretisch und experimentell. Nach einer gewissen Anlaufphase erreicht die Temperatur auf der Sohle ein Maximum. Die Zeitspanne der Anlaufphase dürfte nahezu 0 sein, da die Energiezufuhr in Abb. 92b nicht „plötzlich“ eintreten wird (Energiezufuhr ist ausgedrückt durch die Aufheizungsrate Q_1). Sowohl die Höhe des Maximums als auch die Zeitspanne, nach der sich das System bis auf einen recht stabilen Mittelwert abgekühlt hat, sind eine Funktion der Aufheizungsrate Q. Im Vergleich zur Strömung in Stufe I b stellt sich kein regelmäßiges sondern ein unregelmäßigeres Auf

und Ab der Strömung ein. Nur im stationären Zustand befindet sich im gesamten System eine homogene Temperaturverteilung. Diese ist jedoch für ein Bergwerk wie das von Niederschlema/Alberoda ausgeschlossen, da nicht mit einer Angleichung der Gebirgstemperatur an die Atmosphärentemperatur zu rechnen ist.

Ein Verhalten, das exakt dem von BAU & TORRANCE (1981b) experimentell ermittelten entspricht, konnte durch die stationäre Messung beim Überfluten der Sohle -1260 im August 1992 beobachtet werden (Abb. 74).

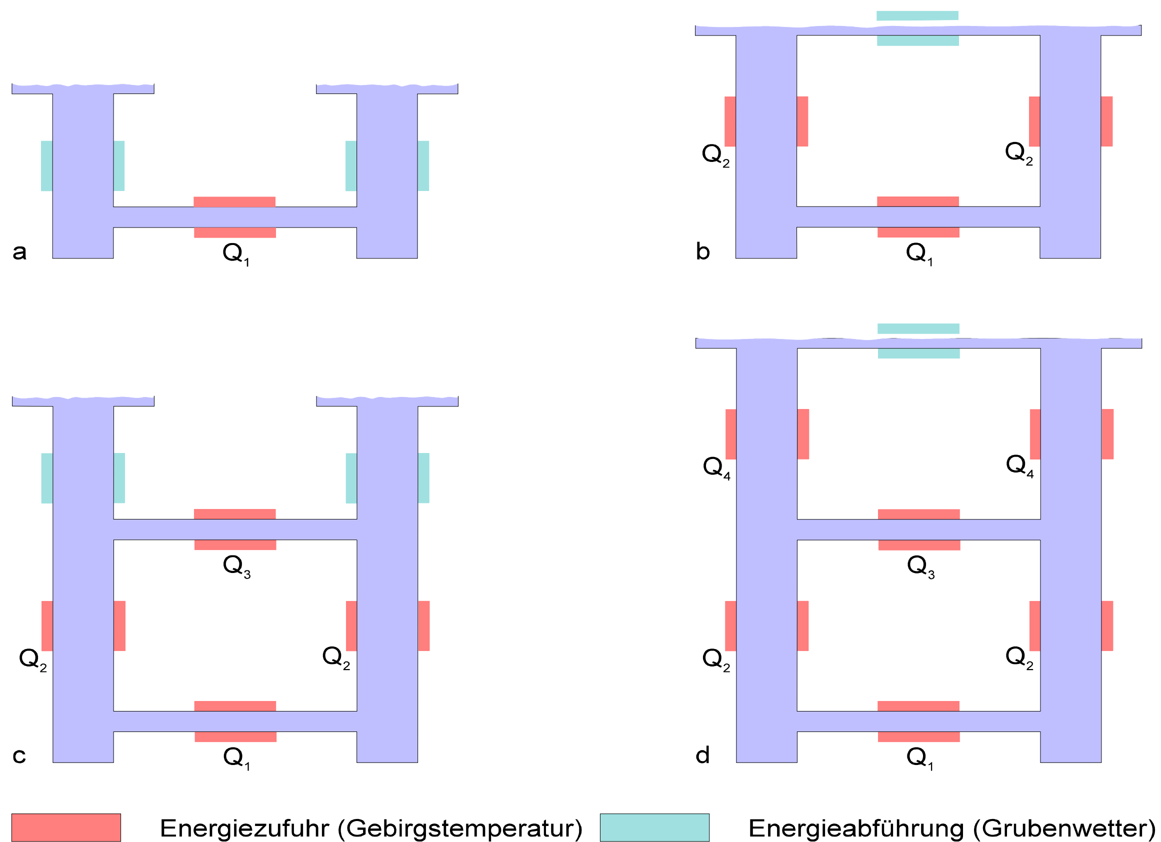


Abb. 92: Prinzipdarstellung des Wiederanstiegsprozesses im Bergwerk Niederschlema/Alberoda als Kombination offener und geschlossener Thermosyphons mit freier Konvektion. a: Wiederanstieg in den Schächten, Energiezufuhr von den Sohlen, Energieabführung über die offenen Schächte, dargestellt als offener Kreislauf mit freier Konvektion und zwei Reservoirs, b: Überflutung einer Sohle, Energiezufuhr von den vollständig überfluteten Sohlen und den gefluteten Schächten, Energieabführung an der Wasseroberfläche, dargestellt als offener Kreislauf mit einem gleichtemperierten Reservoir und freier Konvektion, c: Anstieg in den Schächten über wenigstens zwei gefluteten Sohlen, dargestellt als Kombination eines geschlossenen und eines offenen Kreislaufs mit zwei Reservoirs, beide mit freier Konvektion, d: Überflutung einer Sohle oberhalb von wenigstens zwei vollständig gefluteten Sohlen, dargestellt als geschlossener Kreislauf und offener Kreislauf mit einem gleichtemperierten Reservoir, beide mit freier Konvektion. Aufheizungsrate $Q_4>Q_3>Q_2>Q_1$.

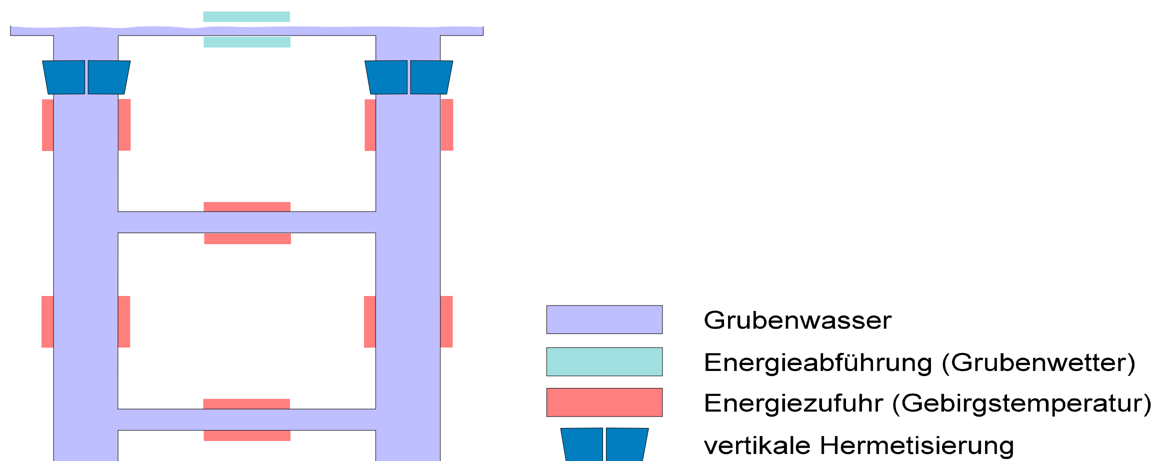


Abb. 93: Beispiel der vertikalen Hermetisierung eines Grubengebäudes mit Druckausgleichsröhren für die Zeit des Wasseranstiegs. Die Druckausgleichsröhren müssen nach Überflutung der vertikalen Hermetisierung abgedichtet werden, um den Wasseraustausch zwischen dem Wasserkörper unter der Hermetisierung und dem darüber zu verhindern.

Stufe III (Abb. 92c).

In der Stufe III steigt das Wasser der Schächte über die geflutete Sohle hinaus an. Lediglich das Wasser unterhalb der Füllörter ist miteinander verbunden, nicht aber das in den Schächten. Wie sich bei den zahlreichen regelmäßigen Temperaturmessungen zeigte, kühlt der obere Schachtwasserkörper relativ schnell ab und nimmt nur langsam die Temperatur des unteren Schachtwasserkörpers an. Hinzu kommt, daß selbst bei angenommener vollständiger Angleichung von Sickerwasser- (ca. 20 °C) und Grubenwassertemperatur (ca. 40 °C) infolge der unterschiedlichen Gesamtmineralisation (1 g L^{-1} zu 3 g L^{-1}) ein Dichteunterschied besteht, der eine vollständige Durchmischung unterbindet. Darüber hinaus verhindern das Strömungsfeld im geschlossenen Kreislauf des unteren Schachtwasserkörpers und die Schachtgeometrie vermutlich eine Vermischung mit dem oberen Schachtwasserkörper. Sobald sich zwischen dem unteren und oberen Schachtwasserkörper außerdem eine Zwischenschicht bestimmter Mächtigkeit $Z(v, g, \rho_1, \rho_2)$ ausgebildet hat, ist eine gegenseitige Beeinflussung nahezu ausgeschlossen (KRANAWETTREISER 1989).

Im geschlossenen Kreislauf variieren Temperatur sowie Strömungsgeschwindigkeit kontinuierlich, wobei bestimmte, kritische Bedingungen zur Umkehrung der Strömungsrichtung führen können, die nach einer gewissen Zeit eine erneute Umkehrung erfahren kann (BAU & TORRANCE 1981b). In Experimenten konnten DAMERELL & SCHOENHALS (zitiert aus BAU & TORRANCE 1981a, GEBHART et al. 1988) eine kontinuierliche Wiederholung der oszillierenden Wasserbewegung für symmetrisch erwärmte, geschlossene Kreisläufe nachweisen.

Stufe IV (Abb. 92d)

Stufe IV unterscheidet sich insofern von Stufe II, als die Verbindung beider Schächte über mehr als eine Sohle erfolgt. Der Kreislauf kann über eine oder beide Sohlen stattfinden, wobei die Strömung bevorzugt über die Sohle mit dem geringeren Strömungswiderstand fließt. Ein Beleg für dieses Verhalten ist das Ergebnis des *Lycopodium*-Versuchs vom Mai 1992. In zwei Schächten wurden in zwei unterschiedlichen Teufen andersgefärbte Sporen zugegeben, deren zahlenmäßiges Verhältnis nach 5 Wochen eine homogene Durchmischung des Grubenwassers über wenigsten neun (!) Sohlen anzeigte. Aus den Experimenten von BAU & TORRANCE (1981a) an unsymmetrisch erwärmten offenen Konvektionskreisläufen läßt sich schließen, daß auch Schächte, in die kalte Sickerwässer einströmen, in den Konvektionskreislauf eingebunden werden (konkret: Schacht 372 b).

Aus dem oben dargelegten, vierstufigen Ablauf des Wiederanstiegs ergibt sich folgende Zusammenfassung für das Flutungsende mit Abpumpen bzw. Überlaufen des Wassers:

- Flutungsende bei Stufe III: oberer Schachtwasserkörper steht nicht konvektiv mit dem Rest des Grubenwassers in Kontakt, durch Abpumpen des Wassers strömt dennoch ständig kontaminiertes Wasser aus anderen, auch tiefer gelegenen Grubenbauen in den Schacht nach
- Flutungsende bei Stufe IV: die letzte geflutete Sohle ist vollständig in den Wasserkreislauf eingebunden, weshalb ständig kontaminiertes Wasser an die Oberfläche gelangt

Die einzige Möglichkeit den Schadstoffaustrag und -transport zu unterbinden, wäre eine möglichst vollständige, vertikale Hermetisierung des Grubengebäudes unterhalb der letzten zu flutenden Sohle (Abb. 93). Wesentlich dabei ist, die Ausbildung großräumiger konvektiver Kreisläufe zu unterbinden oder wenigstens zu behindern. Eine horizontale Hermetisierung durch alleiniges Abmauern der Füllorte gelingt nicht, da bereits etliche Mauern nicht gesetzt wurden (z.B. auf Sohle -990) und den Kreislauf ermöglichen.

Um das Problem zu verdeutlichen, sei abschließend aus der Arbeit von BAU & TORRANCE (1981a) zitiert, die als Grund für ihre Untersuchung im ersten Satz schreiben:

„Free convection loops provide a means for circulating fluid without the use of pumps“

8 Modellvorstellung zur Stoffmobilisierung

8.1 Einführung

Nicht nur aus Umweltschutzgründen, sondern auch aus betriebswirtschaftlichen, müssen die Wismut GmbH und die Gemeinden um Aue und Schlema einen Anhaltspunkt dafür haben, welche Stoffmengen das Flutungswasser bei konservativem Ansatz lösen und freisetzen könnte. Sollte eine Wasseraufbereitungsanlage gebaut werden, sind von diesen Stoffmengen deren Kapazität, Betriebsdauer und der notwendige Deponieraum abhängig.

Bereits zu einem frühen Zeitpunkt hat die Wismut GmbH versucht, die Metallmengen abzuschätzen, die das Flutungswasser lösen kann (SDAG WISMUT 1991). Sie ist bei den Berechnungen davon ausgegangen, daß die meisten Schadstoffe wegen der großen Oberflächen aus dem kleinstückigen, im Bergwerk verbliebenen Haufwerksmaterial herausgelöst würden. Ergebnisse dieser überschlägigen Berechnungen, die aufgrund fehlender Betriebsunterlagen nur eine grobe Abschätzung darstellen, sind getrennt für die einzelnen Elemente, in Tab. 55 zusammengefaßt, wobei nicht davon ausgegangen werden kann, daß die gesamten Stoffe im Haufwerk mobilisiert werden, sondern nur die in der Verwitterungsrinde.

Im Rahmen vorliegender Arbeit wird gezeigt, daß dies nur ein Teil der zur Lösung verfügbaren Gesteinsmenge ist. Längs Klüften und Störungen lösen sich weitere Stoffe aus dem Festgestein heraus und tragen zur Erhöhung der Massenkonzentration im Grubenwasser bei. Ziel der folgenden Kapitel ist nicht, mögliche *Sorptions*- oder *Desorptionsprozesse* zwischen dem Grubenwasser und dem Gestein zu beschreiben, sondern eine konservative Abschätzung der Elementmengen zu geben, die durch *Mobilisierung* aus der Gesteinsmatrix in das Wasser übergehen könnten.

8.2 Geotechnische Annahmen

Für das Flutungswasser und die Sickerwässer in einem Bergwerk gibt es folgende Wasserwegsamkeiten (Abb. 94), wobei die relative Durchlässigkeit innerhalb dieser Auflistung von oben nach unten hin abnimmt:

- Strecken, Schächte, Überhauen
- Auflockerungszonen
- Klüfte, Störungen, Erzgänge
- Schichtfugen, Bankungsfugen, Schieferungsfugen
- Mikrorisse
- Gestein

Der hauptsächliche Wassertransport wird in den Strecken, Schächten, Überhauen, Auflockerungszonen, Klüften und Störungen mit unterschiedlicher, vom Querschnitt abhängiger Geschwindigkeit stattfinden (vgl. Kapitel 7.5). Dagegen wird die Wasserbewegung in der kristallinen Gesteinsmatrix selbst wegen ihrer geringen Porosität, somit auch Gebirgsdurchlässigkeit (Tab. 52), eine untergeordnete Rolle spielen (KARRENBERG 1981).

Gestein	Gebirgs-durchlässigkeit	Leistungs-quotienten
	m s^{-1}	L s^{-1} m^{-1}
metamorpher Kalkstein	10^{-3} … 10^{-2}	1 … 3
Keratophyr	10^{-3} … 10^{-2}	1 … 3
Quarzit	10^{-5} … 10^{-4}	0,6 … 0,8
Phyllite, Metamorphite	10^{-10} … 10^{-9}	0,001 … 0,01

Tab. 52: Ausgewählte Durchlässigkeitsbeiwerte und Leistungsquotienten (Ergiebigkeiten) unterschiedlicher Gesteine, die in der Lagerstätte Niederschlema/Alberoda vorkommen (k_f-Werte nach KRAPP 1983).

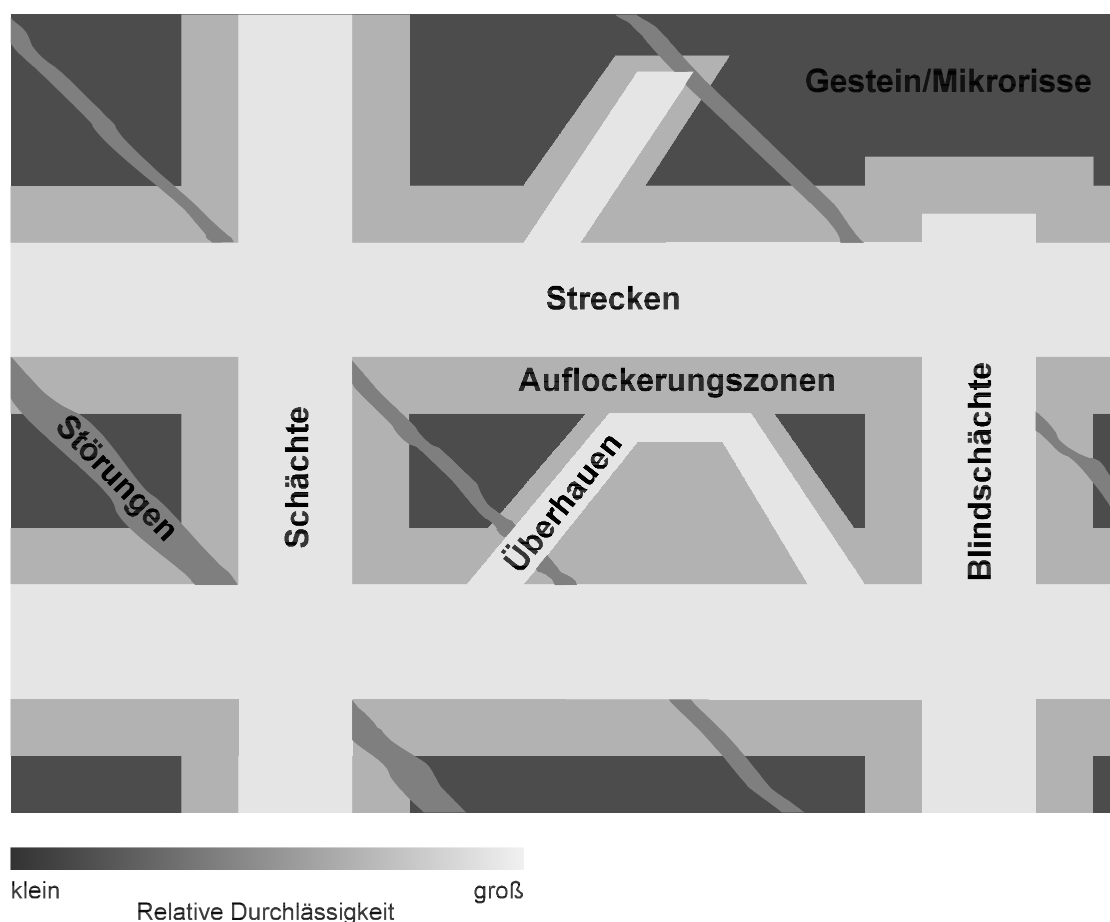


Abb. 94: Prinzipdarstellung der Wasserwegsamkeiten in einem Bergwerk (Saigerriß).

Tab. 53: Durchlässigkeiten in Abhängigkeit vom Kluftabstand (nach GEOLOGICAL SOCIETY ENGINEERING GROUP WORKING PARTY 1972, zitiert aus KARRENBERG 1981).

Kluftabstand	Kluftabstand d	Kluftziffer κ	Durchlässigkeit k_f
	m	m^{-1}	$m\ s^{-1}$
Dichtständige offene Trennflächen	< 0,06	> 16.7	10^{-6} … 10^{-4}
Engständige offene Trennflächen	0,06 … 0,60	16.7 … 1.7	10^{-9} … 10^{-6}
Weitständige offene Trennflächen	> 0,60	< 1.7	10^{-13} … 10^{-9}
Keine offenen Trennflächen	massig, dicht	—	< 10^{-13}

Einige Durchlässigkeitsbeiwerte in Abhängigkeit vom Kluftabstand, die als Rahmenwerte hergenommen werden können, stammen von der British Geological Society (Tab. 53, zitiert aus KARRENBERG 1981).

Anmerkung: Die Werte in Tab. 53 ergeben sich nicht ohne weiteres aus GEOLOGICAL SOCIETY ENGINEERING GROUP WORKING PARTY 1972. Möglicherweise hat KARRENBERG (1981) die Tabellen der Seite 316 und 318 zusammengefaßt. Auf welche Art und Weise er zu den hier angegebenen Durchlässigkeiten kam, ist nicht nachvollziehbar.

Kluftziffern aus dem Bergwerk Niederschlema/Alberoda konnten in der Literatur nicht gefunden werden, daher wurden am 2. Februar 1995 auf der Sohle -540 an mehreren Punkten Kluftziffern bestimmt (Tab. 54). Es zeigte sich über den gesamten noch zugänglichen Teil ein relativ einheitliches Bild. An den meisten Stellen ist das Gebirge nur wenig gestört, und selbst stärker zerrüttete Bereiche waren trocken. Die durchschnittliche Kluftziffer beträgt $\overline{\kappa} = 3$ ($s = 1{,}9$, $n = 44$), was für das Gebirge k_f-Werte von 10^{-9} … 10^{-7} $m\ s^{-1}$ erwarten läßt. Werden die Meßwerte der einzelnen Ge-

steinstypen von Sohle -540, die 76 % aller Gesteine repräsentieren (Abb. 11), darüber hinaus gewichtet, ergibt sich ein Kluftindex von $\overline{\kappa} = 2$.

Eine weitere Unsicherheit bei der Betrachtung der möglichen Wasserwegsamkeiten ist die Tiefe der Auflockerungs- bzw. Entspannungszone um die Auffahrungen. Sie ist von verschiedenen Größen abhängig (G. REIK, R. STOLL, pers. Mitt.) und kann daher nicht exakt angegeben werden:

- Technologie der Auffahrung
- Streckenquerschnitt
- Lithologie
- Mächtigkeit der Gebirgsüberdeckung
- Ausbau
- Abschlagslänge

MÜLLER-SALZBURG (1978) gibt für die Mächtigkeit Werte von 0 … 3 m an, wobei Maxima von 8 m auftreten können. Bei MILITZER et al. (1986) finden sich Tiefen für Auflockerungszonen, die zwischen 0,5 und 2,5 m liegen, und JACOBI & EVERLING (1981) halten in festem Gebirge Werte von 1,7 m für realistisch. Diese Angaben werden von der geophysikalisch ermittelten Tiefe der Auflockerungszone im Bergwerk Niederschlema/Alberoda bestätigt, die bei wenig unter 1 m liegt (STOLL & BAUER 1991). Über den vollständigen Bergwerksbereich verteilt beträgt sie zwischen einigen Zentimetern und maximal 3 Metern mit einem Häufigkeitsmaximum von 1 m (R. STOLL, pers. Mitt.). Welchen Einfluß die Technologie des Entspannungssprengens hat, die einen 1 … 3 m um das Streckenprofil herumreichender Entspannungsbereich mit neuen Trennflächen schafft (ROSCHLAU 1994), läßt sich derzeit nicht abschätzen.

Da die Haufwerksgröße einen Durchmesser von 0,15 m nicht überschreiten durfte (G. FRÖHLICH, pers. Mitt.) kann von einer Zerstückelung des Gesteins in der Auflockerungszone ausgegangen werden, die einer Kluftziffer von $\kappa = 6 \dots 7\ m^{-1}$ entspricht. Somit läge der Durchlässigkeitsbeiwert der Auflockerungszone etwa bei $k_f = 10^{-7}\ m\ s^{-1}$.

Zwischen dem Auffahren eines untertägigen Hohlraumes und dessen Überfluten mit Wasser zirkuliert sauerstoffhaltige Luft auf den mehr oder weniger weit geöffneten Spalten und oxidiert unterschiedlichste Minerale, wie am Beispiel des Uraninits beschrieben (Kapitel 4.9). Darüber, wie weit der Reaktionssaum in das Gestein hineinreicht, liegen für Niederschlema/Alberoda keine Angaben vor, es dürfte sich jedoch maximal um ein bis zwei Millimeter handeln (l_v in Abb. 95).

Tab. 54: Meßergebnisse der Kluftziffermessungen im Bergwerk Niederschlema/Alberoda auf der Sohle -540. ss: heller Phyllit, pd: grobkörniger Metadiabas, td: gebänderter Metadiabas, fs: heller Fruchtschiefer, G: Granit.

Nr.	Meßstelle	Lithologie	Kluftziffer κ, m^{-1}						n	$\overline{x}$	σ
1	Sohle -540, Qu. 900 a, B. K. 162, E-Stoß	ss	2	0	2				3	1	1,2
2	Sohle -540, Qu. 900 a, 17 m N' WQu. 900 a, W-Stoß	ss	2	0	0	2	0	0	6	1	1,0
3	Sohle -540, F.-Str. 909, 115 m NW' Qu. 902, SW-Stoß	pd	4	4	3	1			4	3	1,4
4	Sohle -540, F.-Str. 909, 40 m NW' Qu. 905, NE-Stoß	td	4						1		
5	Sohle -540, F.-Str. 909, Qu. 905, NE-Stoß	td	5	6	4	6			4	5	1,0
6	Sohle -540, F.-Str. 909, Qu. 906 a, SW-Stoß	fs	0	0	2				3	1	1,2
7	Sohle -540, F.-Str. 909, Qu. 906 a, NE-Stoß	fs	4	2					2	3	1,4
7'	Sohle -540, F.-Str. 908, 10 m NW' Zugang 366 b, SW-Stoß	fs	3	3	4	5			4	4	1,0
8	Sohle -540, F.-Str. 908, Zugang 383, Wetterstrecke, N-Stoß	fs	5	1	2	3	4		5	3	1,6
9	Sohle -540, F.-Str. 907, Qu. 909, S-Stoß	G	0	0	0	1			4	0	0,5
10	Sohle -540, F.-Str. 907, 10 m SE' Qu. 908, SW-Stoß	fs	3	3	4	2			4	3	0,8
11	Sohle -540, Qu. 908, Wasserschloß 69, NE-Stoß	fs	5	5	3	4			4	4	1,0
	aufsummiert:								44	3	1,9

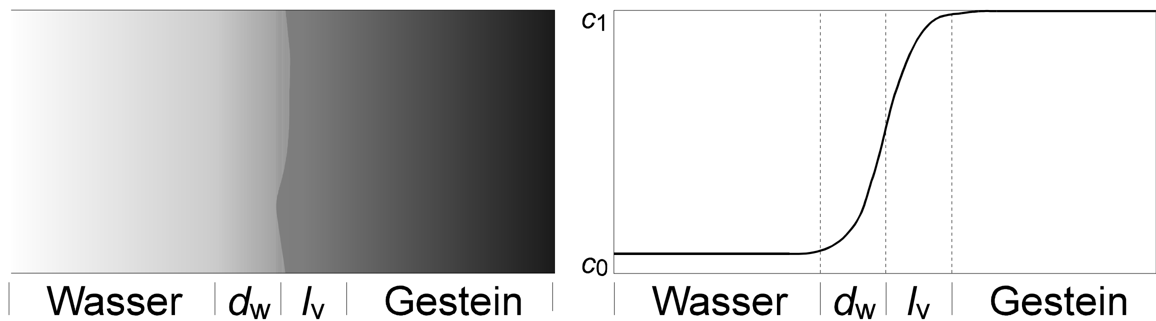


Abb. 95: Schematische Darstellung der Reaktionszonen bei Lösungsprozessen an einer Gesteinsmatrix. c_1 und c_0 entsprechen den relativen Konzentrationen c_1 = 1,0 und c_0 = 0,0 eines Stoffs. d_w: Diffusionsschicht im Wasser, l_v: Reaktionssaum im Gestein.

8.3 Überschlagsberechnungen

Die vorgenannten geotechnischen Annahmen sind Berechungsgrundlage für die verfügbaren Kontaktflächen im Bergwerk und für die maximal durch das Flutungswasser mobilisierbaren Schadstoffmengen. Es wird davon ausgegangen, daß das Wasser die Schadstoffe in der Verwitterungsrinde vollständig mobilisiert und seine Strömungsgeschwindigkeit hinreichend groß ist, um stets einen Konzentrationsgradienten in die Lösung hinein aufrecht zu erhalten (Abb. 95).

Die gesamte Porosität ϕ_T des Gebirges stellt die Summe aller Porositäten dar (NORTON & KNAPP 1977):

$$\phi_T = \phi_K + \phi_D + \phi_R \qquad (53)$$

mit

ϕ_T : Gesamtporosität
ϕ_K : effektive bzw. kinematische Porosität
ϕ_D : diffusive Porosität
ϕ_R : residuale Porosität

Entsprechend können die Grubenhohlräume klassiert werden:

$$\phi_{g,T} = \phi_{g,K} + \phi_{g,D} + \phi_{g,R} \qquad (54)$$

wobei

$$\phi_{g,K} = \phi_{g,St} + \phi_{g,Sch} \qquad (55)$$

$$\phi_{g,D} = \phi_{g,Ü} + \phi_{g,Su} + \phi_{g,B} \qquad (56)$$

mit

$\phi_{g,T}$: Gesamter Grubenhohlraum
$\phi_{g,K}$: effektiver Grubenhohlraum
$\phi_{g,D}$: diffusiver Grubenhohlraum
$\phi_{g,R}$: residualer Grubenhohlraum = lufterfüllter Grubenhohlraum
$\phi_{g,St}$: Grubenhohlraum der Strecken
$\phi_{g,Sch}$: Grubenhohlraum der Schächte
$\phi_{g,Ü}$: Grubenhohlraum der Überhauen
$\phi_{g,Su}$: Grubenhohlraum der Schachtsümpfe
$\phi_{g,B}$: Grubenhohlraum der Blindstrecken

Da $\phi_{g,T}$ nach Flutungsende Teilmenge von ϕ_T ist, muß neben dem Grubenhohlraum noch eine Größe für den Gebirgshohlraum eingeführt werden. Diese wird im folgenden als $\phi_{h,T}$, mit einer Gleichung 53 entsprechenden Definition, verstanden. Somit bestimmt sich die Gesamtporosität zu

$$\phi_T = \phi_{g,T} + \phi_{h,T} \quad (57)$$

Die entsprechenden Flächen der Porositäten zu

$$A(\phi_T) = A(\phi_{g,T}) + A(\phi_{h,T}) \quad (58)$$

Von Interesse für die maximal mobilisierbare Schadstoffmenge ist jedoch nur die wirksame Gesamtfläche A_w:

$$A_w = A(\phi_K) + A(\phi_D) = [A(\phi_{g,K}) + A(\phi_{h,K})] + [A(\phi_{g,D}) + A(\phi_{h,D})] = A_g + A_k \quad (59)$$

Unter der Annahme, $\phi_{g,R}$ sei im Grubengebäude Niederschlema/Alberoda vernachlässigbar gering (<1 %), werde die gesamte Fläche der Streckenwandungen als A_g zusammengefaßt. Wegen der geringen Klüftigkeit des Gebirges beinhaltet die Betrachtung nur den Auflockerungsbereich um die Auffahrungen herum, dessen Fläche A_k eine Teilmenge von $A(\phi_{g,K}) + A(\phi_{g,D})$ ist. Die Auflockerungszone sei in allen drei Richtungen homogen durchklüftet und alle Klüfte seien als ± ebene Spalten ausgebildet.

Folgende Daten dienen der Berechnung (Quellen in Klammern):

Gesamtvolumen der Strecken	V_{ges}	$36{,}0 \cdot 10^6$ m³	(Tab. 3)
Gesamtlänge der Auffahrungen	l_s	$4{,}16 \cdot 10^6$ m	(BÜDER & SCHUPPAN 1992)
Tiefe der Auflockerungszone	l_a	1,0 m	(STOLL & BAUER 1991)
Gesteinsdichte	ρ	$2{,}79 \cdot 10^3$ kg m^{-3}	(DALY et al. 1966, NORTON & KNAPP 1977)
Kluftziffer (Auflockerungszone)	κ_a	7,0 m^{-1}	(Abb. 96)
Dicke Verwitterungsrinde	l_V	$1 \cdot 10^{-3}$ m	(–)

Zur Berechnung der Auffahrungsinnenflächen gilt folgende Beziehung, wobei angenommen wird, daß alle Auffahrungen den gleichen Radius r_s hätten:

$$A_g = 2 \cdot r_s \cdot \pi \cdot l_s \quad (60)$$

$$V_{ges} = r_s^2 \cdot \pi \cdot l_s \quad (61)$$

$$A = 2 \cdot \sqrt{\frac{V_{ges}}{\pi \cdot l_s}} \cdot \pi \cdot l_s = 2 \cdot \sqrt{V_{ges} \cdot \pi \cdot l_s} \quad (62)$$

Das Volumen der Auflockerungszone, V_a, bestimmt sich durch folgende Gleichung:

$$V_a = ((l_a + r_s)^2 - r_s^2) \cdot \pi \cdot l_s \quad (63)$$

Bei einem homogenen Durchtrennungsgrad ergibt sich eine Kluftfläche A_k von

$$A_k = (l_a^2 + 2 \cdot l_a \cdot r_s) \cdot \pi \cdot l_s \cdot 3 \cdot \kappa_a \quad (64)$$

Das wirksame Gesamtvolumen V_g brechnet sich sodann zu

$$V_g = A_w \cdot l_v = (A_g + A_k) \cdot l_V \quad (65)$$

und dessen Masse zu

$$M_g = V_g \cdot \rho \quad (66)$$

Der wesentlichste Unsicherheitsfaktor ist die Annahme einer homogenen Durchklüftung der Auflockerungszone sowie deren Mächtigkeit. Verschiedene Berechnungen in Abhängigkeit von beiden Variablen zeigen, welchen prozentualen Anteil A_g von A_w ausmacht und wie dieser von den beiden Größen abhängt (Abb. 96). Dabei stellte sich heraus, daß der Anteil von A_g zwischen den beiden Minima ($\kappa = 3$ m^{-1}, l_a = 0,5 m) und Maxima ($\kappa = 8$ m^{-1}, l_a = 3 m) 84 % bis 99 % der

Gesamtinnenfläche A_w beträgt. Somit haben Kluftziffer und Mächtigkeit der Auflockerungszone innerhalb der gegebenen Grenzen nur einen geringen Einfluß auf die wirksame Gesamtfläche A_w.

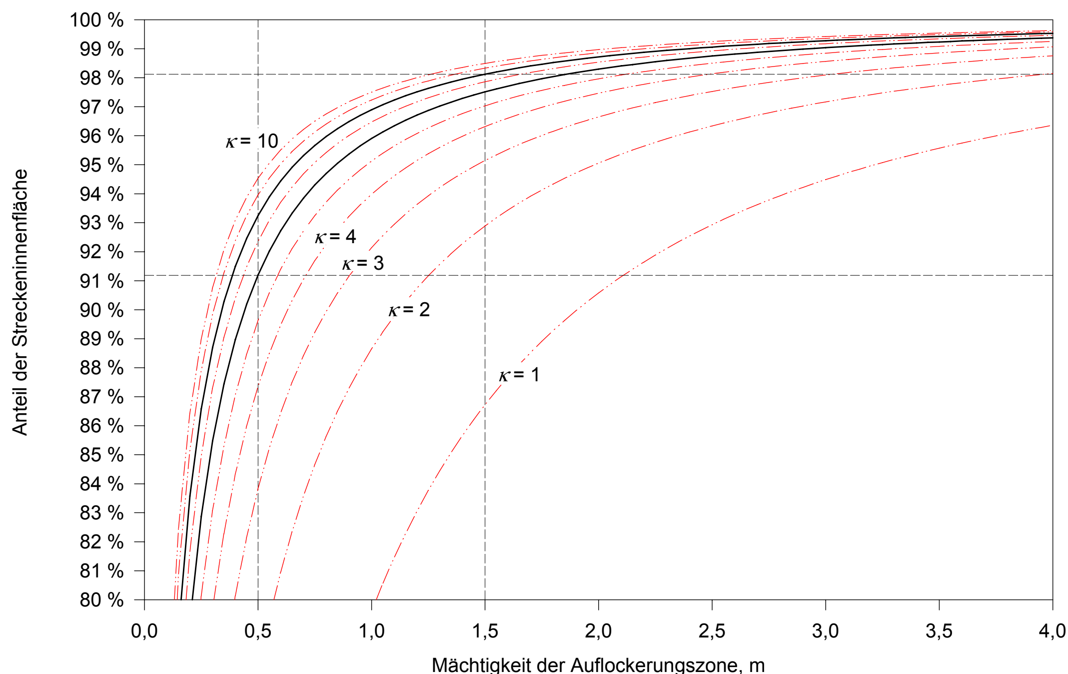


Abb. 96: Prozentualer Anteil der Kluftflächen A_k von der wirksamen Gesamtfläche A_w in Abhängigkeit von der Kluftziffer κ und der Tiefe der Auflockerungszone l_a. Kluftflächen aus Gleichung 64, Auffahrungsinnenflächen aus Gleichung 62.

Durch die Rundung der wirksamen Gesamtmasse auf $0{,}1 \cdot 10^6$ t stellt sich ein Fehler von etwa ± 8 % ein, daher wird als Mittelwert zur Berechnung der maximal lösbaren Schadstoffe von $\kappa = 7{,}0\ m^{-1}$ und $l_a = 1{,}0$ m ausgegangen.

Tab. 55: Mobilisierbare Schadstoffvorräte im Bergwerk Niederschlema/Alberoda in t, letzte Stelle gerundet (SDAG WISMUT 1991 und eigene Berechnungen). Für das Haufwerksmaterial wurde eine Korngröße von 5 cm und eine Dicke der Verwitterungsrinde von 0,1 cm angenommen. In der Verwitterungsrinde befinden sich dann etwa 11 % der mobilisierbaren Stoffmengen. „Haufwerksmaterial" bezeichnet die gesamten im Haufwerksmaterial, „davon mobilisierbar" die in der Verwitterungsrinde des gebrochenen Materials und „Auflockerungszone" die in der Auflockerungszone um die Grubenbaue vorhandenen Schadstoffgehalte.

Element	Haufwerksmaterial t	davon mobilisierbar t	Auflockerungszone t	Summe M_{max}, t t
Uran	7000	810	20	830
Arsen	11000	1270	100	1370
Nickel und Kobalt	630	70	260	340
Wismut	70	10	10	20
Zink	1000	120	310	430
Kupfer	700	80	100	180
Blei	300	40	60	100
Antimon	300	40	10	50
Selen	50	10	10	20
Radium 226	0,001	0,0001	$2{,}74 \cdot 10^{-7}$	0,0001

Aus den Formeln 62, 64, 65 und 66 errechnet sich somit eine wirksamen Gesamtmasse von

- $M_g = 3{,}3 \cdot 10^6$ t

die zusammen mit den regionalen CLARKE-Werten der Spurenelementverteilung (Tab. 6) und den Gesteinsverteilungen (Abb. 11) zu den Rechenergebnissen in der Tabelle führen (Tab. 55). Die mobilisierbaren Stoffmengen im Haufwerksmaterial wurden in der Weise umgerechnet, daß von einem idealisierten, runden Gesteinskorn mit 5 cm Durchmesser die Stoffe in einer 0,1 cm dicken Verwitterungsrinde mobilisiert werden. Dies entspricht etwa 11 % der im Grubengebäude verbliebenen Menge (SDAG WISMUT 1991 gibt 2 cm Korngröße an. Diese Korngröße erscheint aus Beobachungen im Bergwerk jedoch zu klein. Sollte sie korrekt sein, müßte die Reinigungszeit etwa mit 2 multipliziert werden).

8.4 Diskussion und Ergebnis

Im Hinblick auf eine mögliche, vollständige Reinigung des Grubenwassers stellt sich die Frage danach, welche Zeit notwendig ist, um das gesamte Grubenwasser, einschließlich der maximal lösbaren Schadstoffe M_{max}, zu reinigen. Zur Abschätzung dieser Zeit sollen folgende Annahmen gelten, die teilweise durch die physikochemischen Messungen belegt wurden:

- Entnahme von Wasser des Typs G im nicht oberflächennahen Bereich
- Homogene Durchmischung des Grubenwassers
- Verminderung der Massenkonzentrationen durch Wasserentnahme und die Lösung neuer Stoffe halten sich die Waage (ausreichend großer Konzentrationsgradient in die Lösung hinein)
- Massenkonzentrationen sind bis zum letzten Entnahmetag konstant
- Diffusion in die Gesteinsmatrix ist geringer als Diffusion ins Grubenwasser bzw. Lösung
- Schadstoffgehalt des Grubenwassers nur durch Lösung der Mengen M_{max}
- Schadstoffzufuhr durch Wasser des Typs S ist gleichbleibend
- keine technischen Barrieren

Folgende Werte sind die Berechnungsgrundlage:

Zu reinigendes Wasservolumen	V_{rei}	$36{,}0 \cdot 10^6$ m^3
Jährliche Wasserentnahme	V_{ent}	$7 \cdot 10^6$ m^3 a^{-1}
Massenkonzentration (Typ G, Typ S)	$\overline{x}_G$, $\overline{x}_S$	Tab. 28

Dann errechnet sich die für eine komplette Reinigung des Wassers notwendige Zeit t zu:

$$t = \text{Feststoffterm} + \text{Grubenwasserterm} = \frac{M_{max} - V_{rei} \cdot \overline{x}_G}{V_{ent} \cdot (\overline{x}_G - \overline{x}_S)} + \frac{V_{rei} \cdot \overline{x}_G}{V_{ent} \cdot (\overline{x}_G - \overline{x}_S)} \qquad (67)$$

Wie die Ergebnisse (Tab. 56) zeigen, müßte eine Anlage, die gleichbleibend Wasser des Typs G aus dem Grubengebäude aufbereitet, in Abhängigkeit davon, welcher Schadstoff entfernt werden soll, über mehrere Jahrzehnte oder Jahrhunderte betrieben werden. Eine komplette Reinigung des Grubenwassers bis zu Schadstoffgehalten, die denen der Sickerwässer (Typ S) oder gar denen der Oberflächengewässer entsprechen, ist daher volkswirtschaftlich fragwürdig.

Element	Reinigungszeit, a
Uran	60
Arsen	40
Nickel und Kobalt	3.200
Wismut	1.600
Zink	820
Kupfer	4.400
Blei	2.200
Antimon	52.000
Selen	28.000
Radium 226	280.000

Tab. 56: Reinigungszeit des Grubenwassers bei Entnahme von Wasser des Typs G über den gesamten Reinigungszeitraum hinweg. Alle Werte auf zwei gültige Stellen gerundet.

9 Schlußfolgerungen

Abschließend soll anhand der Untersuchungsergebnisse aus den vorangegangenen Kapiteln modellhaft beschrieben werden, welche hydrogeochemisch-hydrodynamische Entwicklung das Bergwerk Niederschlema-Alberoda künftig durchlaufen wird und welche Qualität das Wasser haben wird, das am Ende der Flutung aus dem Bergwerk austritt.

Niederschlagswasser dringt durch die Verwitterungszone des Gebirges in das Grubengebäude ein und reichert sich auf seinem Weg mit verschiedenen Kationen und Anionen an. Sobald dieses Sickerwasser auf eine Strecke oder einen Schacht trifft, wird es dort weiterfließen und zusätzlich bergbaubedingte Schadstoffe aufnehmen, deren Massengehalt um so größer sein wird, je weiter das Wasser im Grubengebäude geflossen ist. Aus dem Vergleich der Analysen vom Niveau des Markus-Semmler-Stollens mit denen der Sickerwässer zeigt sich diese Anreicherung.

Da die Durchlässigkeitsbeiwerte der Gesteine gering sind und die Wasserzuflüsse in das Grubengebäude mit zunehmender Teufe abnehmen, werden in größeren Tiefen nur wenig Sickerwässer zufließen. Sobald die Sickerwässer in einem Schacht mit dem Grubenwasser in Kontakt kommen, beginnt die Vermischung der beiden Wassertypen, deren Intensität vom aktuellen Wasserstand abhängig ist. Bereits wenige Wochen danach ist das ehemalige Sickerwasser homogen mit dem Grubenwasser vermischt.

Wie gezeigt werden konnte reichern sich die Schadstoffe in Abhängigkeit von den vorhandenen Feststoffphasen an, wobei die Karbonatlösung die wichtigste kontrollierende Reaktion ist. Sobald entweder das Lösungsgleichgewicht einer Phase erreicht ist, oder eine Phase nicht mehr zur Verfügung steht, kommt es im Wasser zu keinem weiteren Anstieg der beteiligten Ionen. Bedeutend für die Lösung von Feststoffphasen sind das Redoxpotential und der pH-Wert. Wie die Berechnung des Nettoneutralisationspotentials zeigt, ist im Bergwerk Niederschlema-Alberoda keine Versauerung des Grubenwassers zu erwarten, da die Karbonate im Gestein die Protonen der Pyritoxidation vollständig abpuffern. Eine starke Zunahme der derzeitigen Massengehalte im Grubenwasser ist daher unwahrscheinlich. Andererseits zeigt das Potential der maximal verfügbaren Kationen und Anionen, daß langfristig (wenigstens vier Jahrzehnte) keine Verbesserung der Grubenwasserqualität eintreten wird, insbesondere, da das Bergwerk mit seinen vielen Schächten und Strecken als eine selbständig arbeitende Umwälzpumpe wirkt.

Nachdem das Wasser seinen maximalen Flutungswasserstand erreicht hat, wird das Sickerwasser das Grubenwasser soweit überschichten, bis dieses im Dichtegleichgewicht mit jenem steht.

Zwei gegensätzliche Zustände können sich am Ende der Flutung einstellen. Ohne eine vertikale Hermetisierung wird im Bergwerk Niederschlema/Alberoda aufgrund der Grubengeometrie ständig Wasser mit hohen Schadstoffgehalten vorhanden sein, die denen des Wassertyps G entsprechen werden. Umgekehrt wird bei einer vertikalen Hermetisierung auf der letzten gefluteten Sohle Wasser anstehen, dessen Zusammensetzung im wesentlichen dem geogenen Hintergrundwert entspricht. Größenordnungsmäßig hat dieses Wasser einen Chemismus zwischen dem der Sickerwässer und dem der historischen Analysen.

Prinzipiell könnten die Schadstoffgehalte des abzuleitenden Flutungswassers durch eine Aufbereitungsanlage, die Zugabe von Chemikalien oder aber durch eine Steuerung der Flutung vermindert werden.

Die günstigste Möglichkeit den Austrag kontaminierten Grubenwassers in die Umwelt zu verhindern scheint der Bau von Verdämmungen in allen vertikalen Grubenbauen zu sein, die mit der letzten zu flutenden Sohle in hydraulischer Verbindung stehen.

Im Hinblick auf eine mögliche Wasseraufbereitungsanlage muß in Abhängigkeit von den zwei oben dargestellten Endzuständen der Flutung folgendes beachtet werden:

- In einer Wasseraufbereitungsanlage, die mehrere Jahrzehnte betrieben wird, fallen fortdauernd viele Jahrestonnen an toxischen Aufbereitungsrückständen an.
- Aus volkswirtschaftlicher Sicht erscheint es unvertretbar, Wasser zu reinigen, in dem die Massenkonzentrationen vieler Inhaltsstoffe bereits dem natürlichen Hintergrundwert entsprechen.

Wenn das Grubengebäude möglichst vollständig hermetisiert wird, ist nach den hier dargelegten Untersuchungsergebnissen keine Wasseraufbereitungsanlage für das Uranbergwerk Niederschlema/Alberoda notwendig.

10 Literatur

ACKMAN, T.E. & JONES, J.R. (1991): Methods to identify and reduce potential surface stream water losses into abandoned underground mines. – Environ Geol Water Sci, **17**: 227—232, 6 Abb., 2 Tab.; New York.

AGRICOLA, G. (1994): Zwölf Bücher vom Berg- und Hüttenwesen (reprint). – 543 S.; München (Dt. Taschenbuch Verl.).

ALPERS, C.N. & NORDSTROM, D.K. (1990): Stoichiometry of mineral reactions from mass balance of acid mine waters at Iron Mountain, California. – Program with Abstracts – Geological Association of Canada, **15**: 1—2; Waterloo, ON, Canada.

ALTERMANN, M., LIEBEROTH, I. & SCHWANECKE, W. (1988): Gliederung der Lockergesteinsdecken der Mittelgebirge. – Z. f. angew. Geol., **34**: 302—306, 1 Abb.; Berlin.

ALTERMANN, M. & WÜNSCHE, M. (1991): Ausgangsgesteine und Bodeneigenschaften. – Z. geol. Wiss., **19**: 3—12, 5 Abb., 3 Tab.; Berlin.

AMERICAN BUREAU OF METAL STATISTICS (1994): Non-Ferrous Metal Data 1993. – 181 S. (American Bureau of metal Statistics).

ANONYM (1993): Uranversorgung der Welt. – Atomwirtschaft Atomtechnik, **38**: 198—200.

ATKINS, P.W. (1990): Physikalische Chemie. – 2. Aufl., 890 S.; Weinheim u.a. (VCH).

ATSCHEJEW, B.N. (1967): Verteilungsgesetzmäßigkeiten und Lokalisierungsbedingungen der Ranvererzung in der Lagerstätte Schlema-Alberoda (russ.). – ohne S.; SDAG Wismut (Unveröffentlichter Bericht).

AURADA, K.D. (1970): Berechnung des Wiederanstiegsprozesses im Grubengebäude des Kupferschieferbergbaus in der Mansfelder Mulde mit Hilfe der Monte-Carlo-Methode. – Wasserwirtschaft Wassertechnik, **20**: 264—270, 6 Abb., 3 Tab.

BAAS BECKING, LGM., KAPLAN, IR. & MOORE, D. (1960): Limits of the Natural Environment in Terms of pH and Oxidation-Reduction Potentials. – J. of Geol., **3**: 243—284, 34 Abb.; Chicago.

BACHNER, D., BIESOLD, H. & UHLENBRUCK, H. (1993): Radiologische Erfassung, Untersuchung und Bewertung bergbaulicher Altlasten. – Atomwirtschaft Atomtechnik, **38**: 291—294.

BAIN, G.W. (1950): Geology of the fissionable materials. – Econ. Geol., **45**: 273—323, 4 Abb., 4 Tab.; Lancaster.

BALL, J.W., JENN, A.E. & CANTRELL, W.M. (1981): WATEQ3 – A Geochemical Model with Uranium added. – U.S. Geological Survey Open-File Report: 1—80, 2 Tab.; Menlo Park, Cal.

BALL, J.W. & NORDSTROM, K.D. (1991): User's Manual for WATEQ4F, with revised Thermodynamic Data Base and Test Cases for Calculating Speciation of major, trace and redox Elements in natural Waters. – U.S. Geological Survey Open-File Report: 1—189, 2 Tab.; Menlo Park.

BANKS, D. (in press): The Abandonment of the Killingdal Sulphide Mine, Norway: a Saga of Acid Mine Drainage and Radioactive Waste Disposal. – Mine Water and the Environment: 4 Abb., 1 Tab.; Wollongong.

BARNES, I. & CLARKE, FE. (1964): Geochemistry of ground water in mine dranaige problems. – U.S. Geological Survey Professional Paper, **473, A**: 1—6; Washington.

BARTHEL, F.H. (1993): Die Urangewinnung auf dem Gebiet der ehemaligen DDR von 1945 bis 1990. – Geol. Jb, **A 142**: 335—346, 2 Abb., 5 Tab.; Hannover.

BASAROWITSCH, H.S-S. (1992): Isotopen-geochronologische Untersuchung der Lagerstätte Schlema-Alberoda mittels der Xenon-Neutronen-Induktionsmethode (in russisch). – 22 S., 8 Abb., 1 Tab.; Moskau (Dissertation: Russische Akademie der Wissenschaften (Institut für Geochemie und analytische Cehmie)).

BATES, R.L. & JACKSON, J.A. (1987): Glossary of geology. – 3. Aufl., 788 S.; Alexandria (American Geological Institute).

BAU, H.H. & TORRANCE, K.E. (1981a): On the stability and flow reversal of an asymmetrically heated open convection loop. – J Fluid Mech, **109**: 417—433, 10 Abb.

BAU, H.H. & TORRANCE, K.E. (1981b): Transient and Steady behavior of an open, symmetrically-heated, free convection loop. – Int J Heat Mass Transfer, **24**: 597—609, 15 Abb.

BAUMANN, L. (1967): Zur Frage der varistischen und postvaristischen Mineralisation im sächsischen Erzgebirge. – Freiberger Forschungshefte, **C 209**: 15—38, 4 Abb.; Freiberg.

BAUMANN, L. (1968): Die Mineralparagenesen des Erzgebirges – Charakteristik und Genese. – Freiberger Forschungshefte, **C 230**: 217—233; Freiberg.

BAUMANN, L. (1992): Zur Metallogenie des Erzgebirges sowie Darstellung einiger seiner bedeutenden Lagerstätten. – Schriftenreihe Gesellschaft Deutscher Metallhütten- und Bergleute, **64**: 1—30, 17 Abb., 2 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.

BAUMANN, L. (1994): Ore parageneses of the Erzgebirge – history, results and problems. – Monograph Series on Mineral Deposits, **31**: 25—46, 11 Abb.; Berlin.

BAUMANN, L., NIKOLSKIJ, I.L. & WOLF, M. (1979): Einführung in die Geologie und Erkundung von Lagerstätten. – 503 S., 151 Abb., 44 Tab.; Essen (Glückauf).

BECK, R. & WEBER, C.A. (1897): Ueber ein Torflager im älteren Diluvium des sächsischen Erzgebirges. – Z. dt. geol. Ges., **49**: 662—671, 1 Abb.; Berlin.

BEEGER, D., MATHÉ, G., QUELLMALZ, W. & WEBER, W. (1988): Das sächsische Erzgebirge – Geologie, Bergbau und Kultur. – Veröffentlichungen aus dem Naturhistorischen Museum Wien, Neue Folge, **22**: 1—40, 49 Abb., 1 Taf.; Wien.

BENEDIX, E.H., CASPER, S.J., DANERT, S., HÜBSCH, P., LINDNER, K.E., SCHMIEDEKNECHT, M. & SCHUBERT, R. (1991): Urania Pflanzenreich in vier Bänden – Viren Bakterien Algen Pilze. – 1. Aufl., 664 S., Abb.; Leipzig Jena Berlin (Urania Verlag).

BIAGLOW, J.A. (1988): Study to determine the effectiveness of the hydraulic mine seal at Big Four Hollow Creek near Lake Hope State Park in southeastern Ohio. – 169 S.; Dayton OH USA (Degree: Master's).

BLAIR, R.D., CHERRY, J.A., LIM, T.P. & VIVYURKA, A.J. (1980): Groundwater monitoring and contaminant occurrence at an abandoned tailings area, Elliot Lake, Ontario. – 411—430, Abb., 2 Tab.; Vancouver (First international conference on uranium mine waste disposal).

BLOWES, D.W., PTACEK, C.L., FRIND, E.O., JOHNSON, R.H., ROBERTSON, W.D. & MOLSON, J.W. (1994): Acid-Neutralization Reactions in inactive Mine Tailings Impoundments and their Effect on the Transport of dissolved Metals. – Proceedings, International Land Reclamation and Mine Drainage Conferende, Pittsburgh, P.A.: 4 Abb., 1 Tab.; Pittsburgh.

BÖTTCHER, J., BÜDER, W., HAMANN, M., HAMANN, S., LINKERT, K-H., LIPP, U., MÜLLER, F., ROCHHAUSEN, D., ROSENHAHN, L., SCHRÖDER, B., SCHUPPAN, W. & SCHWARZE, K-H. (1991): Seilfahrt – Auf den Spuren des sächsischen Erzbergbaus. – In: WISMUT AG. – 2. Aufl., 153 S.; Haltern (Doris Bode Verlag).

BOSECKER, K. (1980): Bakterielles Leaching – Metallgewinnung mit Hilfe von Bakterien. – Metall, **34**: 36—40; Berlin.

BREITHAUPT, A. (1849): Die Paragenesis der Mineralien: Mineralogisch, geognostisch und chemisch beleuchtet, mit besonderer Rücksicht auf Bergbau. – 276 S., 1 Holzschn.-Taf.; Freiberg (Engelhardt).

BRENDEL, K., BRÜCKNER, G., KNITZSCHKE, G., SCHWANDT, A. & SPILKER, M. (1982): Montanhydrologische Aspekte zur Gewährleistung der Bergbausicherheit beim Abbau zechsteinzeitlicher Lagerstätten. – Z. geol. Wiss., **10**: 7—31, 13 Abb.; Berlin.

BRINKMANN, R. & ZEIL, W. (1986): Abriß der Geologie – 2. Historische Geologie, Erd- und Lebensgeschichte. – 13. Aufl., 404 S.; Stuttgart (Enke).

BROWN, A. (1982): A validated theory of underground mine flooding. – Proceedings, 1st International Mine Water Congress, Budapest, Hungary: 411—428; Budapest.

BÜDER, W. & SCHUPPAN, W. (1992): Zum Uranerzbergbau im Lagerstättenfeld Schneeberg-Schlema-Alberoda im Westerzgebirge. – Schriftenreihe Gesellschaft Deutscher Metallhütten- und Bergleute, **64**: 203—221, 9 Abb., 2 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.

BUNDESMINISTER FÜR WIRTSCHAFT (1992): Auswirkungen aus dem Uranbergbau und Umgang mit den Altlasten der Wismut in Ostdeutschland – Antwort der Bundesregierung auf die große Anfrage der Abgeordneten Dr. Klaus-Dieter Feige, Werner Schulz (Berlin) und der Gruppe BÜNDNIS 90/DIE GRÜNEN. – Deutscher Bundestag Drucksache, **12**: 1—43; Bonn.

BUNDESMINISTER FÜR WIRTSCHAFT (1993): Wismut – Stand der Stillegung und Sanierung. – BMWI Dokumentation, **335**: 1—35; Bonn.

BUNDESMINISTER FÜR WIRTSCHAFT (1995): Wismut – Fortschritte der Stillegung und Sanierung. – BMWI Dokumentation, **370**: 1—34; Bonn.

BUNDESUMWELTMINISTERIUM (1994): Sanierung in den Uranbergbaugebieten der Wismut – Zwischenbericht des Bundesumweltministers liegt vor. – Umwelt: 228—229; Bonn.

BUTTERMANN, G. (1988): Radioaktivität und Strahlung. – In: HANNS-SEIDEL-STIFTUNG: Tschernobyl, Medizin, Technik. – 2. Aufl., 98 S., 13 Tab.; Percha (Schulz).

CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa. – 254—256 S.; Stuttgart (Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft).

CARUCCIO, F.T., GEIDEL, G. & PELLETIER, A. (1980): The Assessment of a Stratum's capability to produce acidic drainage. – In: Symposium on Surface Mining Hydrology, Sedimentology and Reclamation. – 437—443, 5 Abb.; Lexington (University of Kentucky).

C & E CONSULTING UND ENGINEERING GMBH (1994): Abschlußbericht (Teilleistung 6.2) über die Auswahl, Installation und Inbetriebnahme von Meßsystemen zur Flutungskontrolle und Durchführung zusätzlicher Kontrollmessungen. – 14 S., 5 Tab., 54 Anl; Chemnitz (Unveröffentlichter Bericht zum Auftrag 1.3.1/8996/938/93).

CHARPENTIER, J.F. von (1778): Mineralogische Geographie der Chursächsischen Lande. – 432 S.; Leipzig (Crusius).

CHERVET, J. & COULOMB, R. (1958): Geochemical behavior of uranium in the alteration cycle. – Proceedings II. Intern Conf Peaceful Uses Atomic Energy, **2**: 199—203.

CHILINGAR, G.V. (1956): Durov's Classification of Natural Waters and Chemical Composition of Atmospheric Precipitation in USSR: A Review. – Trans Amer Geophys Union, **37**: 193—196, 3 Abb., 1 Tab.; Washington DC.

DAENEKE & BÜSSER (1991): Konzeption zur Sanierung und Wiederurbarmachung im Uranerzbergbaugebiet Ronneburg. – In: STRAHLENMESSSTELLE GAMMA IM KATALYSE-INSTITUT KÖLN, BUNTSTIFT – FÖDERATION DER GRÜN-NAHEN LANDESSTIFTUNGEN UND BILDUNGSWERKE: Der Uranbergbau in der DDR und seine Folgen. – 2. Aufl., 61—64 S.; Köln (Strahlenmeßstelle GAMMA im KATALYSE-Institut).

DAHLKAMP, F.J. (1993): Uranium ore deposits. – 460 S.; Berlin (Springer).

DALÍ, S. & SCHIEBLER, R. (1990): Das geheime Leben des Salvador Dalí (The secret life of Salvador Dalí) – Autobiographie. – 3. Aufl., 503 S.; München (Schirmer-Mosel).

DALY, R.A., EDWARD MANGER, G. & JR, S.P.C. (1966): Density of Rocks. – In: CLARK, S. P.: Handbook of physical constants. – 19—26, 5 Tab.; New York (Geological Society of America).

DAVELER, S.A. & WOLERY, T.J. (1992): EQ6, A Computer Program for Reaction Path Modeling of Aqueous Geochemical Systems: Theoretical Manual, User's Guide, and Related Documentation (Version 7.0). – 338 S., 17 Abb., Tab.; Livermore (Lawrence Livermore National Laboratory).

DAVIS, J.C. (1986): Statistics and Data Analysis in Geology. – 2. Aufl., 646 S.; New York u.a. (John Wiley & Sons).

DEUTSCHER VERBAND FÜR WASSERWIRTSCHAFT UND KULTURBAU (1992): Anwendung hydrogeochemischer Modelle. – Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau, **100**: 344, Abb.; Hamburg, Berlin.

DFA FERTIGUNGS- UND ANLAGENBAU-GESELLSCHAFT (1993): Bericht über die Durchführung physikalisch-chemischer Messungen im gefluteten Teil des Uranbergwerkes Schlema-Alberoda. – 19 S., 3 Tab., 25 Anl; Chemnitz (Unveröffentlichter Bericht).

DFA FERTIGUNGS- UND ANLAGENBAU-GESELLSCHAFT (1994): Zwischenbericht (Teilleistung 6.2) über die Auswahl, Installation und Inbetriebnahme von Meßsystemen zur Flutungskontrolle und Durchführung zusätzlicher Kontrollmessungen. – 10 S., 3 Tab., 28 Anl; Chemnitz (Unveröffentlichter Bericht zum Auftrag 1.3.1/8996/938/93).

DIN DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E.V. (1991): DIN 17 224. Federn: Normen. – 7. Aufl., 400 S.; Berlin u.a. (Beuth).

DIN DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E.V. (1993a): DIN 18 130. Baugrund, Versuche und Versuchsgeräte: Bestimmung des Wasserdurchlässigkeitsbeiwerts: Laborversuche. Erkundung und Untersuchung des Baugrunds: Normen, Bd 113. – 6. Aufl., 393 S.; Berlin u.a. (Beuth).

DIN DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E.V. (1993b): DIN 4188. Drahtsiebböden für Analysensiebe. – : Erkundung und Untersuchung des Baugrunds: Normen. – 6. Aufl., 393 S.; Berlin u.a. (Beuth).

DIN DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E.V. (1994): DIN 4049. Hydrologie: Teil 1 (Dezember 1992), Teil 2 (April 1990), Teil 3 (Oktober 1994). – Berlin u.a. (Beuth).

DOERFFEL, K. (1965): Beurteilung von Analyseverfahren und -ergebnissen. – 2. Aufl., 98 S., 25 Abb.; Berlin (Springer).

DOUGLAS, H. & KLEINE-BROCKHOFF, T. (1991): Heiße Erde aus dem Kalten Krieg. – Die Zeit, **7.6.1991**: 15—17, 8 Abb.

DYBEK, J. (1962): Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Urans. – Clausthaler Hefte zur Lagerstättenkunde und Geochemie, **1**: 1—163, 24 Abb., 33 Tab.; Berlin.

EHRLICH, H.L. (1963): Bacterial Action on Orpiment. – Econ. Geol., **58**: 991—994, 1 Abb.; Lancaster.

EHRLICH, H.L. (1964): Bacterial Oxidation of Arsenopyrite and Enargite. – Econ. Geol., **59**: 1306—1312, 3 Abb., 2 Tab.; Lancaster.

ERBACHER, O. (1928): Gmelins Handbuch der anorganischen Chemie: Radium und Isotope. – 8. Aufl., 80 S., 4 Abb.; Berlin (Verlag Chemie).

ERICKSON, P.M., KLEINMANN, R.L.P., POSLUSZNY, E.T. & LEONARD-MAYER, P.J. (1982): Hydrogeochemistry of a large mine pool. – Proceedings, 1st International Mine Water Congress, Budapest, Hungary: 27—42, 7 Abb., 2 Tab.; Budapest.

FEIGE, K-D. (1992): Auswirkungen aus dem Uranbergbau und Umgang mit den Altlasten der Wismut in Ostdeutschland – Rede des Bundestagsabgeordneten Dr. Klaus-Dieter Feige. – Verhandlungen des Deutschen Bundestages – Stenographische Berichte, **12**: 10217—10218; Bonn.

FERNANDEZ-RUBIO, R., FERNANDEZ-LORCA, S. & ESTEBAN ARLEGUI, J. (1987): Preventive techniques for controlling acid water in underground mines by flooding. – International Journal of Mine Water, **6**: 39—52, 11 Abb.; Budapest.

FIX, P.F. (1955): Hydrocheochemical Exploration for Uranium. – U.S. Geological Survey Professional Paper, **300**: 667—671, 4 Tab.; Washington.

FÖRSTER, W. (1990): Altlasten des Erzgebirges. 3. Internationaler KfK/TNO Kongress über Altlastensanierung. Karlsruhe 1990. – Kluver Academic Publishers: 137—144, 1 Abb., 2 Tab.; Dordrecht, Boston, London.

FRANZKE, H.J., BANKWITZ, P. & BANKWITZ, E. (1992): Die Bruchtektonik des Harzes und seines Vorlandes nach Satellitenfotos. – Z. geol. Wiss., **20**: 209—218; Berlin.

FRIEDRICH-EBERT-STIFTUNG (1992): Wismut und die Folgen des Uranbergbaus. – Reihe Wirtschaftspolitische Diskurse, **31**: 1—44; Bonn.

GAERTNER, H.-R. von (1944): Die Schichtgliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und Nordbayern und ihre Einordnung in das stratigraphische Schema. – Jahrbuch des Reichsamts für Bodenforschung für 1941, **62**: 54—80, Taf. 3—4; Berlin.

GANS, I. (1978): Überwachungsanforderungen an Abwässer aus Uranbergwerken. – Schriftenreihe Gesellschaft Deutscher Metallhütten- und Bergleute, **34**: 111—122; Clausthal-Zellerfeld.

GARGA, V.K., SMITH, H.R. & SCHARER, J.M. (1983): Abandonment of acid generating mine tailings. – Proceedings of the Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation, **7**: 613—626, 5 Abb., 13 refs; Sao Paulo, Brasil.

GARRELS, R.M. (1955): Some thermodynamic relations among the uranium oxides and their relation to the oxidation states of the uranium ores of the Colorado Plateaus. – Am. Min., **40**: 1004—1021, 7 Abb., 1 Tab.

GATZWEILER, R. & MAGER, D. (1993): Altlasten des Uranbergbaus. – Die Geowissenschaften, **11**: 164—172, 10 Abb., 1 Tab.; Weinheim.

GEBHART, B., JALURIA, Y., MAHAJAN, R.L. & SAMMAKIA, B. (1988): Buoyancy-Induced Flows and Transport. – 1001 S.; Berlin (Springer).

GENSER, C. (1932): Über die Entstehung und die Natur radioaktiver Quellen. – Geologische Rundschau, **23**: 188—237, 4 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Berlin.

GENSER, C. (1933): Radioaktive Heilquellen in Deutschland. – Z. dt. geol. Ges., **85**: 482—495, 3 Abb., 1 Taf.; Berlin.

GEOLOGICAL SOCIETY ENGINEERING GROUP WORKING PARTY (1972): The preparation of maps and plans in terms of engineering geology. – Quarterly Journal of Engineering Geology, **5**: 293—382, Abb., Tab.; Edinburgh.

GEOLOGICAL SURVEY OF SWEDEN, SWEDISH UNIVERSITY OF AGRICULTURAL SCIENCES (1991): Abstracts of the 2nd International Symposium on Environmental Geochemistry. – In: SELINUS, O. – ohne S.; Uppsala (Geological Survey of Sweden).

GERMANOV, A.J., BATULIN, S.G., VOLKOV, G.A., LISITSIN, A.K. & SEREBRENNIKOV, V.S. (1958): Some regularities of Uranium distribution in underground water. – Proceedings II. Intern Conf Peaceful Uses Atomic Energy, **2**: 161—177.

GESELLSCHAFT DEUTSCHER CHEMIKER, FACHGRUPPE WASSERCHEMIE (1982): Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung – physikalische, chemische, biologische und bakteriologische Verfahren. – 3. Aufl., Loseblattsammlung; Weinheim (Verlag Chemie).

GOTTSCHALK, G. & KAISER, R.E. (1976): Einführung in die Varianzanalyse und Ringversuche: Soforthilfe für die richtige statistische Auswertung von Datengruppen. – 165 S.; Mannheim (B.I. Hochschultaschenbücher).

GOTTSCHALK, V.H. & BUEHLER, H.A. (1912): Oxidation of Sulphides. – Econ. Geol., **7**: 15—34, 3 Tab.; Lancaster.

GRAUPNER, A. (1928/29): Das phyllitische Kerngebiet des Ostthüringer Hauptsattels. – Beiträge zur Geologie von Thüringen, **2**: 82—105, 113—144, 8 Abb., 2 Tab., 1 Karte; Erfurt.

GRISAK, G.E. & PICKENS, J.F. (1981): An analytical Solution for solute Transport through fractured Media with Matrix Diffusion. – Journal of Hydrology, **52**: 47—57, 7 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.

HÄHNE, R. (1992): Kontamination von Grund- und Oberflächenwässern im Ronneburger Uranbergbaugebiet. – Wasser, Luft und Boden: 24—26, 4 Abb., 1 Tab.

HAMANN, M. & HAMANN, S. (1990): Der Uranerzbergbau der SDAG-Wismut im Raum Schneeberg-Aue-Schlema und seine Mineralien (I) – Zur Geschichte des Bergbaus im Westerzgebirge. – Mineralien Welt, **2**: 35—42; Haltern.

HANZLIK, J. & VYDRA, J. (1985): Liquidation of abandoned Mine Excavations by Flooding. – Proceedings, 2nd International Mine Water Congress, Granada, Spain: 953—965, 6 Abb., 2 Tab.; Granada/Spanien.

HARLASS, E. & SCHÜTZEL, H. (1965): Zur paragenetischen Stellung der Uranpechblende in den hydrothermalen Lagerstätten des westlichen Erzgebirges. – Z. f. angew. Geol.: 569—582, 20 Abb.; Berlin.

HECHT, G. (1974): Wässer. – In: HOPPE, W. & G. SEIDEL: Geologie von Thüringen. – 1000 S. (VEB Hermann Haack).

HENNINGSEN, D. & KATZUNG, G. (1992): Einführung in die Geologie Deutschlands. – 4. Aufl., 228 S.; Stuttgart (Enke).

HENTSCHEL, B. & SCHEFFLER, A. (1991): Regionalführer Sachsen. – 198 S.; Berlin (Tourist Verlag).

HERBERT, H-J. (1989): Geochemische Vorgänge bei der Flutung des Kalisalzbergwerkes Hope. Abschlußbericht des Teilvorhabens Geochemie des FE-Vorhabens Hope. – 62 S., 4 Tab., 72 Abb im Anhang; Neuherberg (gsf-Bericht).

HÖLTING, B. (1992): Hydrogeologie: Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie. – 4. Aufl., 415 S.; Stuttgart (Enke).

HOHL, R. (1985): Die Entwicklungsgeschichte der Erde. – 6. Aufl., 703 S.; Hanau/Main (Dausien).

HOPPE, W. & SEIDEL, G. (1974): Geologie von Thüringen. – 1000 S. (VEB Hermann Haack).

HOTH, K., LORENZ, W., HIRSCHMANN, G. & BERGER, H-J. (1979): Lithostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten regionalmetamorphen Jungproterozoikums am Beispiel des Erzgebirges. – Z. geol. Wiss., **7**: 397—404, 2 Abb.; Berlin.

HURTIG, E. & OELSNER, C. (1979): The Heat Flow Field on the Territory of the German Democratic Republic. – In: CERMÁK, V. & RYBACH, L.: Terrestrial heat flow in Europe. – 186—190, 3 Abb.; Berlin u.a. (Springer).

INTERNATIONAL MINE WATER ASSOCIATION (1991): Proceedings of the 4th International Mine Water Congress. – In: UNIVERSITY LJUBLJANA. – 326 + 366 S.; Ljubljana (University Ljubljana).

INTERNATIONAL MINE WATER ASSOCIATION (1994): Mine Water and the Environment. Proceedings of the 5th International Mine Water Congress. – In: UNIVERSITY OF NOTTINGHAM. – 871 S.; Nottingham (University of Nottingham).

JACKS, G. (1984): Effect of acid rain on soil and groundwater in Sweden. – In: YARON, B.: Ecological Studies: Pollutants in porous media – the unsaturated zone between soil surface and groundwater. – 296 S.; Berlin u.a. (Springer).

JACOBI, O. & EVERLING, G. (1981): Praxis der Gebirgsbeherrschung. – 2. Aufl., 576 S.; Essen (Glückauf).

JÄGER, B., OBERMANN, P. & WILKE, F.L. (1990): Studie zur Eignung von Steinkohlebergwerken im rechtsrheinischen Ruhrkohlebezirk zur Untertageverbringung von Abfall- und Reststoffen. – In: LANDESAMT FÜR WASSER UND ABFALL NORDRHEIN-WESTFALEN. – 628 S.; Düsseldorf (LWA Studie).

JAEGER, H. (1959): Graptolithen und Stratigraphie des jüngsten Thüringer Silurs. – Abh. d. Dt. Akad. Wiss. Bln. Kl. f. Chemie usw, **2**; Berlin.

JANDEL SCIENTIFIC (1992): TableCurve for Windows 1.2 User's Manual. – D-40699 Erkrath (Jandel Scientific GmbH).

JANDEL SCIENTIFIC (1994a): SigmaPlot for Windows 2.0 User's Manual. – D-40699 Erkrath (Jandel Scientific GmbH).

JANDEL SCIENTIFIC (1994b): SigmaStat for Windows 1.0 User's Manual. – D-40699 Erkrath (Jandel Scientific GmbH).

JANISCHEWSKIJ, E.M. & KONSTANTINOW, W.M. (1962): Der Einfluß tektonischer und lithologischer Faktoren auf die Uranvererzung im Erzgebirge. – Z. f. angew. Geol., **8**: 124—128, 5 Abb.; Berlin.

JENS, U. (1991): Gesetz zu dem Abkommen vom 16. Mai 1991 zwischen der Regierung der Bundesrepublik Deutschland und der Regierung der Union der Sozialistischen Sowjetrepubliken über die Beendigung der Tätigkeit der Sowjetisch-Deutschen Aktiengesellschaft Wismut – Rede des Bundestagsabgeordneten Dr. Uwe Jens. – Verhandlungen des Deutschen Bundestages – Stenographische Berichte, **12**: 4288; Bonn.

JURJOVEC, J., BLOWES, D.W. & PTACEK, C.J. (1995): Acid Neutralization in Mill Tailings and the Effect of Natrojarosite Addition. – Proceedings of Sudbury '95 – Mining and the Environment, **I**: 29—38, 5 Abb., 1 Tab.; Sudbury, Ontarion, Canada.

JUST, G. (1980): Die Bestimmung von Thorium, Uran und Kalium in Magmatiten als Beitrag zur petrophysikalisch-petrochemischen Interpretation regionaler geophysikalischer Arbeiten. – Z. geol. Wiss., **5**: 525—536, Abb., Tab.; Berlin.

JUST, G. (1992): Distribution of radioactive elements and heat production in the Erzgebirge. – Geophys. Veröff. Univ. Leipzig, **4**: 93—101, 6 Abb., 5 Tab.; Berlin.

KÄSS, W. (1991): Moderne Methoden der hydrologischen Markierungstechnik. – Wasserkalender: 24—49.

KAISER, R.E. & GOTTSCHALK, G. (1976): Elementare Tests zur Beurteilung von Meßdaten – Soforthilfe für statistische Tests mit wenigen Meßdaten. – 1. Aufl., 96 S.; Mannheim (B.I. Hochschultaschenbücher).

KAISER, R.E. & MÜHLBAUER, J.A. (1983): Elementare Tests zur Beurteilung von Meßdaten – Soforthilfe für statistische Tests mit wenigen Meßdaten. – 2. Aufl., 96 S.; Mannheim (B.I. Hochschultaschenbücher).

KARLSCH, R. (1993): „Ein Staat im Staate" – Der Uranbergbau der Wismut AG in Sachsen und Thüringen. – Aus Politik und Zeitgeschichte – Beilage zur Wochenzeitung Das Parlament, **43**: 14—23, 4 Tab.; Bonn.

KARRENBERG, H. (1981): Hydrogeologie der nichtverkarstungsfähigen Festgesteine. – 284 S., 83 Abb.; Wien u.a. (Springer).

KAUL, A. (1991): Bergbauliche Altlasten in den neuen Ländern. – Umwelt, **1991**: 529—533, 3 Abb.; Bonn.

KESSERÜ, Z., KEMPF, J., DUCKSTEIN, L. & CASTI, J. (1982): A bifurcation theory model of minewater inrushes. – Proceedings, 1st International Mine Water Congress, Budapest, Hungary: 346—375, 8 Abb., 1 Tab.; Budapest.

KIRCHHEIMER, F. (1978): Das Uran und seine Geschichte. – 371 S.; Stuttgart (Schweizerbart).

KOCZY, F., TOMIC, E. & HECHT, F. (1957): Zur Geochemie des Urans im Ostseebecken. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **11**: 86—102; Oxford, New York, Paris, Frankfurt.

KÖLLING, M. (1988): Vom berechneten Sättigungsindex zur Reaktion im Wasser. – Z. dt. geol. Ges., **139**: 393—405, 6 Abb., 2 Tab.; Hannover.

KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. – Abh. des Sächsischen Geologischen Landesamtes: 1—39, 2 Abb., 2 Taf.; Leipzig.

KRANAWETTREISER, J. (1989): Technische Hydromechanik. Band 2. – In: PREISSLER, G. & BOLLRICH G. – 1. Aufl., 680 S.; Berlin (VEB Verlag für Bauwesen).

KRAPP, L. (1983): Determination of regional rock-mass permeabilities. – Bulletin of the international Association of Engineering Geology, **26—27**: 443—447, 3 Abb.; Paris.

KRUMBIEGEL, G. & KRUMBIEGEL, B. (1981): Fossilien der Erdgeschichte. – 406 S.; Stuttgart (Enke).

KUBACH, I. & WEIGEL, F. (1977): Gmelin-Handbuch der anorganischen Chemie: Radium und Isotope. – 8. Aufl., 1—131 S., 1 Abb.; Berlin u.a. (Springer).

KUYUMCU, H., STOLL, R. & VIEHWEG, M. (1994): Die Berücksichtigung des geologischen Umfeldes für die Bewertung der Altlasten des Erzbergbaus in Sachsen und Thüringen. – VDF-Zeitschrift, **1994**: 28—31, 2 Abb., 2 Tab.; Essen.

LADWIG, K.J. (1985): Hydrologic aspects of acid mine drainage control. – Bureau of mines Information Circular, **V**: 12—18, 4 Abb., 1 Tab.

LANGE, G., MÜHLSTEDT, P., FREYHOFF, G. & SCHRÖDER, B. (1991): Der Uranerzbergbau in Thüringen und Sachsen – ein geologisch-bergmännischer Überblick. – Erzmetall, **44**; Weinheim.

LANGMUIR, D. (1978): Uranium Solution – mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **6**: 547—569, 23 Abb., 3 Tab.; Oxford, New York, Paris, Frankfurt.

LAPAKKO, K. (1990): Solid Phase characterisation in conjunction with Dissolution Experiments for prediction of Drainage Quality. – In: DOYLE, F. M.: Mining and Mineral Processing Wastes. – 81—86, 2 Abb. (Proceedings of the Western Regional Symposium on Mining & Mineral Processing Wastes).

LAPAKKO, K.A. & N WESSELS, J. (1995): Release of Acid from Hydrothermal Quartz-Carbonate hosted Gold-Mine Tailings. – Proceedings of Sudbury '95 – Mining and the Environment, **I**: 139—148, 3 Abb., 1 Tab.; Sudbury, Ontarion, Canada.

LEUTWEIN, F. (1957): Alter und paragenetische Stellung der Pechblende erzgebirgischer Lagerstätten. – Geologie, **6**: 797—805, 1 Abb., 2 Tab.; Berlin.

LEUTWEIN, F. & WEISE, L. (1962): Hydrogeochemische Untersuchungen an erzgebirgischen Gruben- und Oberflächenwässern. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **26**: 1333—1348, 2 Abb., 13 Tab.; Oxford, New York, Paris, Frankfurt.

LOPATKINA, A.P. (1964): Characteristics of migration of uranium in the natural waters of humid regions and their use in the determination of the geochemical background for uranium. – Geochemistry International, **4—6**: 465—471.

LORENZ, W. (1979): Lithostratigraphie, Lithologie und Lithofazies metamorpher Komplexe. – Z. geol. Wiss., **7**: 405—418, 3 Abb., 2 Tab.; Berlin.

LORENZ, W. & HOTH, K. (1990): Lithostratigraphie im Erzgebirge – Konzentration, Entwicklung, Probleme und Perspektiven. – Abh. d. Staatl. Mus. f. Min. u. Geol. z. Dresden, **37**: 7—35; Leipzig.

LUNDGREN, D.G. & SILVER, M. (1980): Ore leaching by bacteria. – Ann. Rev. Microbiol., **34**: 263—283.

MAGER, D. & VELS, B. (1993): Wismut; an example for the uranium industry in eastern Europe?. – Forschung, Planung und Betrieb – Preussag AG, **18**: 126—132.

MAURIN, V. & ZÖTL, J. (1960): Untersuchung der Zusammenhänge unterirdischer Wässer mit besonderer Berücksichtigung der Karstverhältnisse. – Beiträge zur alpinen Karstforschung: 1—179; Wien.

MAYR, A. (1953): Blütenpollen und pflanzliche Sporen als Mittel zur Untersuchung von Quellen und Karstwässern. – Anz. Österr. Akad. d. Wissensch. Math. nat. Kl.: 94—98; Wien.

MEINEL, G. (1993): Mögliche Beziehungen zwischen Uranlagerstätten und der Kratonisierung am Beispiel Thüringens. – Geowiss Mitt von Thüringen, **1**: 59—63, 1 Abb., 1 Tab.; Weimar.

MEYER, A-G. (1976): Statistische Verfahren. – 138 S.; Essen (Verlag Glückauf).

MICROSOFT CORPERATION (1993a): Microsoft Excel 5.0a Benutzerhandbuch. – 891 S.; D-85716 Unterschleißheim (Microsoft Corperation).

MICROSOFT CORPERATION (1993b): Microsoft Visual Basic 3.0 Programmer’s Guide. – 711 S.; D-85716 Unterschleißheim (Microsoft Corperation).

MICROSOFT CORPERATION (1994): Microsoft Access 2.0 Benutzerhandbuch. – 900 S.; D-85716 Unterschleißheim (Microsoft Corperation).

MILITZER, H., SCHÖN, J. & STÖTZNER, U. (1986): Angewandte Geophysik im Ingenieur- und Bergbau. – 2. Aufl., 419 S., 341 Abb., 53 Tab.; Stuttgart (Enke).

MOENKE, H. (1956): Untersuchungen zur Geochemie des Arsens am Quellwasser und Eisenoxydhydratabsätzen der Saalfelder „Feengrotten“. – Chemie der Erde, **18** : 89—91, 1 Tab.; Jena.

MORIN, K.A. (1990): A case study of data quality in routine chemical analyses of acid mine drainage. – Program with Abstracts – Geological Association of Canada: 91; Waterloo, ON, Canada.

MRNA, F. & SATTRAN, V. (1980): Short review of geology and metallogeny of the Krusné hory (Erzgebirge) Mts. – Erzmetall, **33**: 145—149, Abb., Tab.; Stuttgart.

MÜHLSTEDT, P. (1992): Der Uranbergbau in Sachsen und seine Besonderheiten in exogenen Lagerstätten. – Schriftenreihe Gesellschaft Deutscher Metallhütten- und Bergleute, **64**: 183—201, 10 Abb., 5 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.

MÜLLER-SALZBURG, L. (1978): Der Felsbau. Bd 3. – 945 S., 612 Abb., 50 Taf.; Stuttgart (Enke).

MURAKAMI, Y., FUJIWARA, S., SATO, M. & OHASHI, S. (1958): Chemical prospecting of Uranium deposits in Japan. – Proceedings II. Intern Conf Peaceful Uses Atomic Energy, **2**: 131—139.

NEAVILLE, C.C. (1989): Simulation of ground- and surface-water flow in the Globe area, Arizona. – Water-Resources Investigations Report, **WRI 88—4220**: 577—579, Abb.; Reston, VA, United States.

NORDSTROM, D.K. (1977): Hydrogeochemical and microbiological factors affecting the heavy metal chemistry of an acid mine drainage system. – 230 S.; United States (Degree: Doctoral).

NORDSTROM, D.K. & ALPERS, C.N. (1995): Remedial Investigation, Decisions and Geochemical Consequences at Iron Mountain Mine, California. – Proceedings of Sudbury ‘95 – Mining and the Environment, **II**: 633—642, 2 Abb., 1 Tab.; Sudbury, Ontarion, Canada.

NORDSTROM, D.K., BALL, J.W., DONAHOE, R.J. & WHITTEMORE, D. (1989): Groundwater chemistry and water-rock interactions at Stripa. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **53**: 1727—1740, 16 Abb., 2 Tab.; Menlo Park, CA, United States.

NORDSTROM, D.K., OLSSON, T., CARLSSON, L. & FRITZ, P. (1989): Introduction to the hydrogeochemical investigations within the International Stripa Project. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **53**: 1717—1726, Abb., 8 Tab.; Menlo Park, CA, United States.

NORDSTROM, D.K., PLUMMER, N.L., LANGMUIR, D., BUSENBERG, E., MAY, H.M., JONES, B.F. & PARKHURST, D.L. (1990): Revised Chemical Equilibrium Data for Major Water-Mineral Reactions and their Limitations. – American Chemical Society Symposium Series – Chemical Modeling of Aqueous Systems II, **416**: 398—413, 2 Tab.; Washington.

NORDSTROM, D.K., PLUMMER, L.N., WIGLEY, T.M.L., WOLERY, T.J., BALL, J.W., JENNE, E.A., BASSETT, R.L., CRERAR, D.A., FLORENCE, T.M., FRITZ, B., HOFFMAN, M., HOLDREN JR., G.R., LAFON, G.M., MATTIGOD, S.V., MCDUFF, R.E., MOREL, F., REDDY, M.M., SPOSITO, G. & THRAILKILL, J. (1979): A Comparison of Computerized Chemical Models for Equilibrium Claculations in Aqueous Systems. – American Chemical Society Symposium Series – Chemical Modeling of Aqueous Systems: 857—892, 12 Tab.; Washington.

NORTON, D. & KNAPP, R. (1977): Transport phenomena in hydrothermal systems: the nature of porosity. – American Journal of Science, **277**: 913—936, 10 Abb., 3 Tab.

NOWY, W. (1993): Endlager für niedrig- und mittelaktive Abfälle. – Felsbau, **11**: 67—71, 7 Abb.; Essen.

OBRIKAT, D. & FUSBAN, H.U. (1993): Bestimmung von Uranisotopen in Wasser. – Bundesamt für Strahlenschutz Jahresbericht 1993, **1993**: 146—149, 2 Abb., 3 Tab.; Braunschweig.

OELSNER, O.W. (1951): Die Abhängigkeit der Paragenese erzgebirgischer Lagerstättenbezirke vom Intrusionsalter der zugehörigen Granite. – Freiberger Forschungshefte, **C 3**: 24—34; Freiberg.

OELSNER, O.W. (1958): Die erzgebirgischen Granite, ihre Vererzung und die Stellung der Bi-Co-Ni-Formation innerhalb der Vererzung. – Geologie, **7**: 682—697, 5 Abb., 6 Bilder; Berlin.

OELSNER, C. & HURTIG, E. (1979): Zur geothermischen Situation im Erzgebirge. – Freiberger Forschungshefte, **C 350**: 7—17, 5 Abb.; Freiberg.

OFFICE OF WATER RESOURCES RESEARCH (1975): Acid mine water – a bibliography. – In: U.S. DEPARTMENT OF COMMERCE. – 563 S. (National Technical Information Service).

OLEM, H. (1991): Minerals and mine drainage. – Research Journal WPCF, **63**: 472—475.

PACES, T. (1969): Chemical equilibria and zoning of subsurface water from Jáchymov ore deposit, Czechoslovakia. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **33**: 591—609, 6 Abb., 6 Tab.; Oxford, New York, Paris, Frankfurt.

PÄLCHEN, W., RANK, G., LANGE, H. & TISCHENDORF, G. (1987): Regionale Clarkewerte – Möglichkeiten und Grenzen ihrer Anwendung am Beispiel des Erzgebirges (DDR). – Chemie der Erde, **47**: 1—17, 3 Abb.; Jena.

PAUL, R. (1991): Das Wismut-Erbe – Geschichte und Folgen des Uranbergbaus in Thüringen und Sachsen. – 191 S.; Göttingen (Die Werkstatt).

PFEUFER, J. (1991): Maßnahmen zum Schutze des Trinkwassers im Nebengestein bei der Stillegung des Eisenbergwerkes Leonie in Auerbach (Opf.). – Erzmetall, **44**: 30—38, 9 Abb.; Weinheim.

PFINGSTEN, W. & MULL, R. (1990): Transportprozesse in Kluftgrundwasserleitern. – DGM, **34**: 116—123, 9 Abb., 1 Tab.

PHILIPSBORN, H. von (1967): Tafeln zum Bestimmen der Minerale nach äußeren Kennzeichen. – 2. Aufl., 319 S., 289 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).

PIETZSCH, K. (1951): Abriß der Geologie von Sachsen. – 1. Aufl., 160 S., 30 Abb., 24 Taf.; Berlin (Volk und Wissen Volkseigener Verlag).

PIETZSCH, K. (1962): Geologie von Sachsen (Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt und Leipzig). – 870 S., 300 Abb., 1 Tab.; Berlin (VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften).

RACKLEY, R.I. (1976): Origin of Western-States Type Uranium Mineralization. – In: WOLF, K. H.: Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. – 89—156, 22 Abb.; Amsterdam (Elsevier).

RÖHNSCH, W. & ETTENHUBER, E. (1993): Radiologische Erstbewertung bergbaulicher Altlasten in den neuen Bundesländern. – Bundesamt für Strahlenschutz Jahresbericht 1993, **1993**: 141—141, 1 Abb.; Braunschweig.

ROGOZ, M. & POSYLEK, E. (1982): Prediction of water inflow to mines using modified trend methods. – Proceedings, 1st International Mine Water Congress, Budapest, Hungary: 258—276, 4 Abb.; Budapest.

ROGOZ, M. (1994): Computer Simulation of the Process of Flooding up a Group of Mines. – Proceedings, 5th International Mine Water Congress, Nottingham, U.K., **1**: 369—377, 3 Abb., 1 Tab.; Nottingham.

ROSCHLAU, H. (1994): Bohr- und Sprengarbeiten im Uranerzbergbau der AG/SDAG Wismut. – Erzmetall, **47**: 411—416, 480—488, 627—631, 28 Abb., 4 Tab.; Weinheim.

ROSIN, N. (1994): Minerva – Editorial Note. – Mining Environmental Management, **2**: 3.

RUBIN, H. (1981): Thermal convection in a nonhomogeneous Aquifer. – Journal of Hydrology, **50**: 317—331, 7 Abb.; Amsterdam.

RUNGE, W. & BÖTTCHER, J. (1994): Stillegung und Sanierung des ostdeutschen Uranerzbergbaus. – Atomwirtschaft Atomtechnik, **39**: 194—190, 4 Abb., 4 Tab.

RUNNELLS, D.D. & LINDBERG, R.D. (1981): Hydrochemical Exploration for Uranium Ore Deposits: Use of the Computer Model WATEQFC. – Journal of Geochemical Exploration, **15**: 37—50, 11 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.

SÄNGER, H. (1993): Die Flora und Vegetation im Uranbergbaurevier Ronneburg – Pflanzensoziologische Untersuchungen an Extremstandorten. – Ökologie und Umweltsicherung, **A76**: 227, Abb., Tab.; Kassel.

SAKER, I. & JORDAN, H. (1977): Zu hydrogeologischen Eigenschaften der Verwitterungszonen erzgebirgischer Gneise. – Z. f. angew. Geol., **23**: 606—611, 5 Abb.; Berlin.

SAKER, I. & JORDAN, H. (1979): Zu hydrogeologischen Eigenschaften der Verwitterungszonen von Porphyren und Sandsteinen. – Z. f. angew. Geol., **25**: 588—597, 8 Abb., 3 Tab.; Berlin.

SCHADE, M. (1982): Zur thermodynamischen Analyse des geochemischen Verhaltens des Urans in der Hypergeneszone. – Z. f. angew. Geol., **28**: 524—530, 5 Abb., 1 Tab.; Berlin.

SCHIFFNER, C. (1908): Radioaktive Wässer in Sachsen. – 1—57, 16 Abb., 15 Tab.; Freiberg (Craz & Gerlach).

SCHIFFNER, C. & WEIDIG, M. (1909): Radioaktive Wässer in Sachsen. – 59—144, 35 Abb., 36 Tab.; Freiberg (Craz & Gerlach).

SCHIFFNER, C., WEIDIG, M. & FRIEDRICH, R. (1911): Radioaktive Wässer in Sachsen. – 145—216, 51 Abb., 52 Tab.; Freiberg (Craz & Gerlach).

SCHRÖDER, B. & LIPP, U. (1990a): Der Uranerzbergbau der SDAG-Wismut im Raum Schneeberg-Aue-Schlema und seine Mineralien (I) – Zur Geologie und Mineralogie der Lagerstätte Schlema-Alberoda. – Mineralien Welt, **2**: 42—47; Haltern.

SCHRÖDER, B. & LIPP, U. (1990b): Der Uranerzbergbau der SDAG-Wismut im Raum Schneeberg-Aue-Schlema und seine Mineralien (II). – Mineralien Welt, **3**: 21—44; Haltern.

SCHTSCHUROW, W.P. & TIMOFEJEW, E.W. (1966): Die strukturelle Erzkontrolle in hydrothermalen Erzlagerstätten. – Z. f. angew. Geol., **12**: 185—188, 3 Abb.; Berlin.

SCHÜTTMANN, W. (1992): Deutsches Uran für russiche Bomben. – Frankfurter Allgemeine Zeitung, **22.4.92**.

SCHULZ, H.D. & KÖLLING, M. (1992): Grundlagen und Anwendungsmöglichkeiten hydrochemischer Modellprogramme. – Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau, **100**: 1—96, 7 Abb., Tab.; Hamburg.

SCHUPPAN, W., BÜDER, W. & LANGE, G. (1994): On Uranium mineralization in the vein deposits of the Western Erzgebirge, Germany. – Monograph Series on Mineral Deposits, **31**: 191—207, 8 Abb., 2 Tab.; Berlin.

SDAG WISMUT: siehe auch WISMUT GMBH.

SDAG WISMUT (1984): Strecken mit Stahlbogenausbau – ABB No. 7112/01. – In: BERGBAUBETRIEB AUE: Technologie Streckenvortrieb Werkstandard. – 55—60, 3 Abb., 5 Tab.; Chemnitz (Eigenverlag SDAG Wismut).

SDAG WISMUT (1991): Untersuchungen zur Bewertung und Begutachtung der Flutung des Lagerstättenteils bis zur Sohle -990. – ohne S.; Chemnitz (Interne Projektskizze).

SDAG WISMUT, TECHNISCHE UNIVERSITÄT CLAUSTHAL (1991): Kooperationsvertrag zwischen SDAG Wismut und Technische Universität Clausthal. – 6 S.; Chemnitz.

SEIM, R. (1990): Geochemie der Sedimente. – In: SEIM, R. & G. TISCHENDORF: Grundlagen der Geochemie. – 632 S.; Leipzig (Dt. Verl. für Grundstoffindustrie).

SEIM, R. & TISCHENDORF, G. (1990): Grundlagen der Geochemie. – 632 S., 1 Beil; Leipzig (Dt. Verl. für Grundstoffindustrie).

SHUKOLYUKOV, Y.A., MESHIK, A.P. & BASAROWITSCH, C.S-S. (1990): Xe_S-Xe_N age of uranium veins in Erzgebirge deposit, Germany. – Abstracts Geological Society of Australia, **27**: 92; Sydney.

SHUKOLYUKOV, Y.A., MESHIK, A.P., KRYLOV, D.P. & PRAVDIVTSEVA, O.V. (1994): Current Status of Xe_S-Xe_N Dating. – Noble Gas Geochemistry and Cosmochemistry: 125—146, 18 Abb., 1 Tab.; Tokyo.

SHUKOLYUKOV, Y.A., SOKOLOVA, N.T., MESHIK, A.P., BASAROWITSCH, C.S-S. & BARSUKOV, V.L. (1992): Das Alter der Pechblende in den Quarz-Calcit-Uraninit-Gängen der Lagerstätte Schlema-Alberoda (Erzgebirge, Deutschland). – Nachrichten der russischen Akademie der Wissenschaften – Geologische Serie, **1**: 78—91 (in russisch), 8 Abb., 3 Tab.; Moskau.

SIGG, L. & STUMM, W. (1994): Aquatische Chemie – eine Einführung in die Chemie wässriger Lösungen und natürlicher Gewässer. – 3. Aufl., 498 S.; Zürich (Verl. der Fachvereine).

SINGH, R.N., DENBY, B. & REED, S.M. (1985): The Effect of Groundwater re-establishment on the Settlement of Opencast Mine Backfills in the United Kingdom. – Proceedings, 2nd International Mine Water Congress, Granada, Spain: 803—816, 8 Abb.; Grananda/Spanien.

SITZ, P., HÄFNER, F. & LANGE, W. (1982): Möglichkeiten der Zuflußbekämpfung im Kalibergbau und Hinweise zur Verwahrung von untertägigen Grubenbauen. – Z. geol. Wiss., **10**: 141—151, 4 Abb.; Berlin.

SOKOLOVA, N.T. & ACHEYEV, B.N. (1972): Causes of localization of uranium mineralization in contact-metamorphism aureoles of granitoids. – Geochemistry International, **9**: 1067—1077, 3 Abb., 3 Tab.

SPERLING, B. & MERKEL, B. (1992): Modellierung geogener Grundwasserbeschaffenheit am Beispiel des fränkischen Keupers. – Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau, **100**: 201—320, Abb.; Hamburg, Berlin.

STAMM, P. von (1993): Heiße Erde aus dem kalten Krieg. – Kosmos, **89**: 52—59, 9 Abb.; Stuttgart.

STANGE, K. (1970): Angewandte Statistik – Eindimensionale Probleme. – 592 S., 227 Abb.; Berlin (Springer).

STEMPROK, M. (1992): Geochemical development of the Krusné hory/Erzgebirge granite pluton exemplified on its Czechoslovak part. – Geophys. Veröff. Univ. Leipzig, **IV**: 51—63, 10 Abb.; Berlin.

STOBER, I. (1995): Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges. – 191 S., 81 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

STOLL, R. & BAUER, D. (1991): Anwendung geophysikalischer Verfahren zur Kontrolle und Überwachung technologischer Teilprozesse im untertägigen Erzbergbau. – Neue Bergbautechnik, **21**: 427—431, 11 Abb., 1 Tab.

STRASBURGER, E., NOLL, F., SCHENK, H., SCHIMPER, A.F.W., SITTE, P., ZIEGLER, H., EHRENDORFER, F. & BRESINSKY, A. (1991): Lehrbuch der Botanik für Hochschulen. – 33. Aufl., 1030 S., 1023 Abb., 50 Tab.; Stuttgart Jena New York (Gustav Fischer Verlag).

STRÜBEL, G. & ZIMMER, S.H. (1982): Lexikon der Mineralogie. – 363 S., 159 Abb.; Stuttgart (Dt. Taschenbuch Verl.).

STRUNZ, H. (1982): Mineralogische Tabellen. – 8. Aufl., 621 S.; Leipzig (Akademische Verlagsanstalt).

STUMM, W. & MORGAN, J.I. (1981): Aquatic chemistry – An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters. – 2. Aufl., 780 S.; New York (Wiley & Sons).

THALHEIM, K. & FIEDLER, H.J. (1990a): Granulometrische und mineralogische Zusammensetzung von Basissedimenten der pleistozänen Deckschichten auf metamorphen und magmatischen Grundgesteinen im Osterzgebirge. – Abh. d. Staatl. Mus. f. Min. u. Geol. z. Dresden, **37**: 143—154, 4 Abb., 4 Tab.; Leipzig.

THALHEIM, K. & FIEDLER, H.J. (1990b): Granulometrische und mineralogische Zusammensetzung von Mittelsedimenten der pleistozänen Deckschichten auf metamorphen und magmatischen Grundgesteinen im Osterzgebirge. – Abh. d. Staatl. Mus. f. Min. u. Geol. z. Dresden, **37**: 155—168, 3 Abb., 3 Tab.; Leipzig.

TISCHENDORF, G. (1986): Variscan Ensialic Magmatism and Metallogenesis in the Ore Mountains – Modeling of the Process. – Chemie der Erde, **45**: 75—104, 7 Abb., 6 Tab.; Jena.

TISCHENDORF, G. & UNGETHÜM, H. (1965): Zur Anwendung von Eh-pH-Beziehungen in der geologischen Praxis. – Z. f. angew. Geol., **11**: 57—67, 9 Abb.; Berlin.

TISCHENDORF, G. & UNGETHÜM, H. (1968): Einige Überlegungen zur Frage der Bildungsbedingungen erzgebirgischer Mineralparagenesen. – Freiberger Forschungshefte, **C 230**: 127—137, 4 Abb., 1 Tab.; Freiberg.

TOLER, L.G. (1982): Some Chemical Characteristics of Mine Drainage in Illinois. – U.S. Geological Survey Water-Supply Paper, **2078**: 1—47, 10 Abb., 5 Tab.; Washington.

UERPMANN, E-P. (1980): Hydrogeologische Fragen bei der Endlagerung radioaktiver Abfälle. – 128 S., 21 Abb., 5 Tab.; Clausthal (Dissertation TU Clausthal).

UNIVERSITY OF MINING AND METALLURGY IN KRAKÓW (1994): Abstracts of the 3rd International Symposium on Environmental Geochemistry. – In: RYBICKA, H. & W. S. SIKORA. – 473 S.; Kraków (University of Mining and Metallurgy).

VESELIC, M. & TREBUSAK, I. (in press): Bibliography of the International Mine Water Association. – (International Mine Water Association).

VOGEL, G. & ANGERMANN, H. (1984): dtv-Atlas zur Biologie. – 223 S., 111 Abb., Tab.; Stuttgart (Dt. Taschenbuch Verl.).

VOIGT, H-J. (1990): Hydrogeochemie – Eine Einführung in die Beschaffenheitsentwicklung des Grundwassers. – 310 S.; Berlin u.a. (Springer).

WAGENBRETH, O. (1990): Bergbau im Erzgebirge. – 504 S.; Leipzig (Dt. Verl. für Grundstoffindustrie).

WALTER, R., GIESE, P., WALTHER, H.W. & DILL, H.G. (1992): Geologie von Mitteleuropa. – 5. Aufl., 561 S.; Stuttgart (Schweizerbart).

WEIDIG, M. (1912): Radioaktive Wässer in Sachsen. – 217—359 S., 73 Abb., 81 Tab.; Freiberg (Craz & Gerlach).

WEIGEL, F. (1977): Gmelin-Handbuch der anorganischen Chemie: Radium und Isotope. – 8. Aufl., 132—435 S.; Berlin u.a. (Springer).

WENRICH-VERBEEK, K.J. (1977): Uranium and coexisting element behaviour in surface Waters and associated Sediments with varied sampling Techniques used for Uranium Exploration. – J of Geochemical Exploration, **8**: 337—355, 6 Abb., 6 Tab.; Amsterdam.

WERNER, A.G. (1791): Neue Theorie von der Entstehung der Gänge mit Anwendung auf den Bergbau besonders den freybergischen – Nouva theoria de origine venarum officiis et operibus metallifossorum in primis Freibergensium accomodata. – Freiberg.

WIRTH ZUR OSTEN, U. (1992): Einfluß der Lagerstättenverhältnisse und der Petrographie auf die Anlage der horizontalen und vertikalen Auffahrungen von Kalisalzbergwerken in Sachsen-Anhalt. – 69 S., 25 Abb.; TU Clausthal (Diplomarbeit).

WISMUT GMBH: siehe auch SDAG WISMUT.

WISMUT GMBH (1993a): Der Sanierungsbetrieb Aue gestern und heute. – Dialog – Werkzeitschrift der Wismut GmbH: 16—21, 9 Abb.; Chemnitz.

WISMUT GMBH (1993b): Beurteilung der Veränderungen chemisch-physikalischer Parameter im wiederansteigenden Grubenwasser im II. Quartal 1993. – 21 S., 5 Abb., 4 Tab.; Chemnitz (Interner Bericht).

WISMUT GMBH (1994a): Ergebnisse der Umweltüberwachung und Sanierungstätigkeit 1993 – Sanierungsbetrieb Aue. – 68 S.; Chemnitz (Wismut GmbH).

WISMUT GMBH (ohne, 1994b): Ronneburg, Seelingstädt – Schwerpunkte der Sanierung in der Ostthüringer Wismut-Region. – Wismut GmbH Chemnitz, Abteilung Öffentlichkeitsarbeit: 1—16; Chemnitz.

WOLERY, T.J. (1992): EQ3NR, A Computer Program for Geochemical Aqueous Speciation-Solubility Calculations: Theoretical Manual, User's Guide, and Related Documentation (Version 7.0). – 246 S., 7 Abb., Div Tab.; Livermore (Lawrence Livermore National Laboratory).

WOLERY, T.J., JACKSON, K.J., BOURCIER, W.L., BRUTON, C.J., VIANI, B.E., KNAUSS, K.G. & DELANY, J.M. (1990): Current Status of the EQ3/6 Software Package for Geochemical Modeling. – American Chemical Society Symposium Series – Chemical Modeling of Aqueous Systems II, **416**: 104—116, 2 Abb.; Washington.

WOLF, L. (1991): Die Niederterassen der Zwickauer Mulde, der Chemnitz und der Zschopau. – Z. geol. Wiss., **19**: 347—363, 5 Abb.; Berlin.

WOLF, R. (1995): Der Wiederanstiegsprozeß des Grubenwassers bei der Flutungen von Bergwerken. – 37 S., 22 Abb.; TU Clausthal (Studienarbeit).

WOLKERSDORFER, Ch. (1992): Sanierung der Wismut-Uranbergwerke. – Wasser, Luft und Boden, **6**: 28—29, 1 Abb.

WOLKERSDORFER, Ch. (1993): 1. Bericht zum Kooperationsvertrag zwischen der WISMUT GmbH und der Abteilung Ingenieurgeologie. – 59 S., 29 Abb., 16 Tab.; Clausthal (Unveröffentlichter Bericht).

WOLKERSDORFER, Ch. (1994): Changes in mine water hydrology during the flooding of an abandoned uranium mine in the Erzgebirge/Saxonia/Germany. – Abstracts of the 3rd International Symposium on Environmental Geochemistry, Kraków: 447—448, 1 Abb., 1 Tab.; Kraków.

WOLKERSDORFER, Ch. (1995): 2. Bericht zum Kooperationsvertrag zwischen der WISMUT GmbH und der Abteilung Ingenieurgeologie. – 107 S., 45 Abb., 16 Tab.; Clausthal (Unveröffentlichter Bericht).

YAMANE, T. (1976): Statistik – Ein einführendes Lehrbuch. – 858 S., 15 Tabellen; Frankfurt/M. (Fischer).

ZENTRALES GEOLOGISCHES INSTITUT (1968): Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik. – 623 S.; Berlin (Akademie Verlag).

ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE (1989): Silicic Magmatism and Metallogenesis of the Erzgebirge. – Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, **107**: 1—316; Berlin.

ZETZSCHE, C. (1994): Bestimmung regionaler Clarkewerte für die Lithosphäre und die Hydrosphäre im Gebiet Schlema-Alberoda. – ohne S.; Freiberg (Unveröffentlichter Abschlußbericht zum Vertrag 1/39—2/00151/93).

11 Verzeichnisse

11.1 Abkürzungsverzeichnis

<<	viel kleiner als
>>	viel größer als
{X}	Chemische Aktivität des Stoffes X
a, b	Achsen
(aq)	gelöster Stoff (in Reaktionsgleichungen)
A	spezifische Wärmeproduktion
A	Aplite
AAS	Atom-Absorptions-Spektroskopie
ADP	Adenosindiphosphat
AG	Aktiengesellschaft
A_g	Gesamtfläche der Streckenwandungen
A_k	Fläche der Auflockerungszone
ANOVA	Varianzanalyse (Analyses of Varianz)
APP	Säureproduktionspotential
AR	Abdampfrückstand
A_s	Streckenquerschnitt
ATP	Adenosintriphosphat
A_w	wirksame Fläche der Streckenwandungen
AWÜ	Abwetterüberhauen
B.K.	Bohrkammer
Bq	Becquerel
bräunli.	Bräunlich
c	Konzentration
C&E	Consulting & Engineering
CFD	Computational Fluid Dynamics
COV	Kovarianz
c_p	spezifische Wärmekapazität
CSB	chemischer Sauerstoffbedarf
d	Kluftabstand, Plattenabstand
DDR	Deutsche Demokratische Republik
DEV	Deutsche Einheitsverfahren
DFA	Deutsche Fertigungs- und Anlagenbau GmbH
d_g	gesamte Fließstrecke
d_h	horizontale Fließstrecke
DIN	Deutsches Institut für Normung e.V.
ds	dunkle Schiefer
ds/k	dunkle Kalkführende Schiefer
dse	Dolomit-Selenid-Formation
d_v	vertikale Fließstrecke
d_w	Dicke des Diffusionsbereichs
eb	edle Braunspatformation
eba	Eisen-Baryt-Formation
Eh	Eh-Wert
EN	Euronorm
ENE	Ost-Nord-Ost
ESE	Ost-Süd-Ost
et al.	und Mitarbeiter
f	helle Fruchtschiefer
F	Fläche
F-Str	Feldstrecke
fba	fluorbarytische Bleierz-Formation
flg	Fluorit-Quarz-Formation
FlWÜ	Fluchtwegüberhauen
FR	Filterrückstand
fs	heller Fruchtschiefer
fs/ksl	Fruchtschiefer mit Kieselschieferlagen
g	Gravitationskonstante
g	helle Glimmerschiefer
G	Granit
(g)	gasförmiger Stoff (in Reaktionsgleichungen)
$g(1-\alpha, n-1)$	Wahrscheinlichkeit
ΔG^0	freie Enthalpie
GBq	Gigabecquerel
Ges.	Gesenk
GH	Gesamthärte
GmbH	Gesellschaft mit beschränkter Haftung
gs	helle Glimmerfelse
h	Höhe
H_0, H_1	Nullhypothese, Gegenhypothese
h_1, h_2	Wasserstand
hmba	Hämatit-Baryt-Formation
i	allgemeiner Zähler
IAA	Industrielle Absetzanlage
ISO	International Standardizing Organization
k	Kalk
Kb	Biotitkersanit
kb	Kiesig-Blendige Formation
Kb/Kh	Lamprophyr
k_f	Durchlässigkeitsbeiwert
Kh	Chloritkersanit
KH	Karbonathärte
kku	Kammquarz-Kalzit-Uranit-Formation
K_L	Löslichkeitsprodukt
KPdSU	Kommunistische Partei der „Sowjetunion“
krsb	Karbonate-Antimonide-Formation
krsf	Karbonate-Sulfide-Formation
ks	Alaunschiefer
ks/k	Kohlenstoffführende Kalke (Ockerkalk)
ks/l	Alaun- und Kieselschiefer
l_a	Tiefe der Auflockerungszone
l_s	Gesamtlänge der Auffahrungen
l_v	Dicke der Verwitterungsrinde
Lf, Leitf.	Leitfähigkeit
Lit.	Literatur
LogIn	Firma LogIn GmbH, Gommern
LPG	Landwirtschaftliche Produktionsgenossenschaft
LUT	Labor für Umwelttechnik, Jena
LydiA	Lycopodiumaufgabesonde
m	Meßstelle der Wismut
M	molare Masse
max.	maximal
med	median
M_g	wirksame Gesamtmasse
mgu	Magnesium-Karbonat-Pechblende-Formation
min	Minimum
Mio	Millionen
MSD	relative Standardabweichung (mean standard deviation)
MSS	Markus-Semmler-Stollen
m NN	meter Normal Null
n	Probenzahl
N	Norden
N’	nördlich
n.b.	nicht bestimmt
n.n.	nicht nachweisbar
NE	Nord-Ost
Net NP	Netto Neutralisationspotential
NKH	Nichtkarbonathärte
NNE	Nord-Nord-Ost
NNW	Nord-Nord-West
NP	Neutralisationspotential
NW	Nord-West
NW’	nordwestlich
n_x	Stoffmenge
OFM	Oberflußmeisterei
OIC	Older Intrusive Complex
p	Differenzenabstand (DUNN Test)
p	Druck
P	Wahrscheinlichkeit
pd	grobkörnige Metadiabase
pers. Mitt.	persönliche Mitteilung
pH	pH-Wert
Polymetall.	Polymetallische Formation
PVA	Polyvinylalkohol
PVC	Polyvinylchlorid
q	Wärmestromdichte
Q	Prüfgröße (DUNN Test)
Q	Wassermenge pro Zeit
$Q(\alpha)$	lagerstättenspezifische Grenzkennzahl

$Q_{1, 2, 3, 4}$ Aufheizrate
q_1, q_2 Kennziffer log-As-Ca-U
qas Quarz-Arsenide-Formation
qhm Quarz-Hämatit-Formation
qks/w Quarz-Kassiterit/Wolfram-Formation
qs Hauptquarzit
qsf Quarz-Fluorit-Formation
Qu Querschlag
R elektrischer Widerstand
r-Test NALIMOV-Test (Ausreißertest)
r^2 Korrelationskoeffizient
RadAk Radioaktivität
R_k statistischer Rang
r_P PEARSON Korrelationskoeffizient
r_s Radius der Auffahrungen
s Standardabweichung (Stichprobe)
s helle Phyllite (Muskovit-Biotit-Schiefer)
(s) fester Stoff (in Reaktionsgleichungen)
S statistische Sicherheit
S Süden
SAG Sowjetische Aktiengesellschaft
SaSiWa Sammelmeßstelle Sickerwässer
SDAG Sowjetisch Deutsche Aktiengesellschaft
SE Süd-Ost
SE' südöstlich
SED Sozialistische Einheitspartei Deutschlands
SI Sättigungskoeffizent
SI Système International d'Unités, Internationales Einheitensystem
sk Hornfels, Skarnoide
SKW-Station Schraubenkaltwasserstation
ss heller Phyllit
ss/fs Phyllit, helle Fruchtschiefer
ss/ks kohlenstoffhaltiger dunkler Phyllit
SSE Süd-Süd-Ost
SSW Süd-Süd-West
St Sättigungsgrad
SW Süd-West
t Zeit
T Temperatur
td gebänderte Metadiabase
TOC Total Organic Carbon
TU, TUC Technische Universität Clausthal
Typ G Grubenwasser
Typ I Intermediäre Wässer
Typ S Sickerwässer
$u_{(n), 1-\alpha}$ einseitige Wahrscheinlichkeit für $\sqrt{n, 1-\alpha}$
u.N. unter der Nachweisgrenze
ud feinkörnige, homogene Metadiabase
ud/td feinkörnige und gebänderte Metabiabase
UdSSR Union der Sozialistischen Sowjetrepubliken
uqk Uran-Quarz-Calcit-Formation
V_{ent} jährliche Wasserentnahme
V_{ges} Gesamtvolumen der Strecken
V_{rei} zu reinigendes Gesamtvolumen
v_s Minimale Fließgeschwindigkeit
v_x Geschwindigkeit
w Aufheizungsgeschwindigkeit
Wismut SDAG Wismut, Wismut AG, Wismut GmbH
WNW West-Nord-West
WQu Wetterquerschlag
WSW West-Süd-West
$\bar{x}$ Mittelwert
$x_{(n), 1-\alpha}$ Schwellenwert
x_i, x_n Wert
y Mächtigkeit der Zwischenschicht
YIC Younger Intrusive Complex
Z statistische Testvariable

α kritischer Wert (Statistik)
ϑ Temperatur in °C
κ Kluftziffer
μ Varianz (Grundgesamtheit)
ν Freiheitsgrad
ρ Dichte
σ Standardabweichung (Grundgesamtheit)
ϕ_D diffusive Porosität
$\phi_{g,B}$ Grubenhohlraum der Blindstrecken
$\phi_{g,D}$ diffusiver Grubenhohlraum
$\phi_{g,K}$ effektiver Grubenhohlraum
$\phi_{g,R}$ residualer Grubenhohlraum
$\phi_{g,Sch}$ Grubenhohlraum der Schächte
$\phi_{g,St}$ Grubenhohlraum der Strecken
$\phi_{g,Su}$ Grubenhohlraum der Schachtsümpfe
$\phi_{g,T}$ gesamter Grubenhohlraum
$\phi_{g,Ü}$ Grubenhohlraum der Überhauen
ϕ_{hD} diffusiver Gebirgshohlraum
ϕ_{hK} effektiver Gebirgshohlraum
ϕ_{hT} gesamter Gebirgshohlraum
ϕ_K effektive bzw. kinematische Porosität
ϕ_R residuale Porosität
ϕ_T Gesamtporosität

11.2 Abbildungsverzeichnis

Abbildungslegende Seitenzahl

11.3 Tabellenverzeichnis

Tabellenlegende Seitenzahl

12 Lebenslauf

Curriculum Vitae

Geburtstag : 17. Februar 1964

Geburtsort : Schwabach/Mfr., Deutschland

Staatsangehörigkeit : Deutsch

Eltern : Horst Wolkersdorfer, Rundfunk- und Fernsehmechanikermeister
Roswitha Wolkersdorfer geb. Steiner, Geschäftsführerin

Familienstand : verheiratet mit Ulrike geb. Biller seit 30.6.1990

Ausbildung

1970 – 1974 : Grundschule Wendelstein

1974 – 1975 : Hauptschule Wendelstein

1975 – 1984 : Gymnasium Roth (mathematisch-naturwissenschaftlicher Zweig)

10.1984 – 9.1986 : Friedrich-Alexander Universität Erlangen-Nürnberg, Geologiestudium

10.1986 – 4.1989 : Technische Universität Clausthal, Geologiestudium

1989 : Diplomarbeit über Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen

Bundeswehr

1.1990 – 3.1990 : Grundausbildung Luftwaffe, Roth/Mfr.

3.1990 – 4.1990 : Luftwaffenkommando Köln

4.1990 – 12.1990 : Geologischer Dienst, Luftwaffenunterstützungskommando Karlsruhe

Arbeitsverhältnisse

1989 : Computer Operator, Fa. Quelle, Fürth

1991 – 1995 : Wissenschaftlicher Angestellter bei Univ.-Prof. G. Reik, Ph.D., Technische Universität Clausthal (Abteilung Ingenieurgeologie)

Stipendium

1988 : Tiroler Landesregierung Innsbruck

1991 – 1993 : Hanns-Seidel-Stiftung München

13 Tabellen und Abbildungsanhang

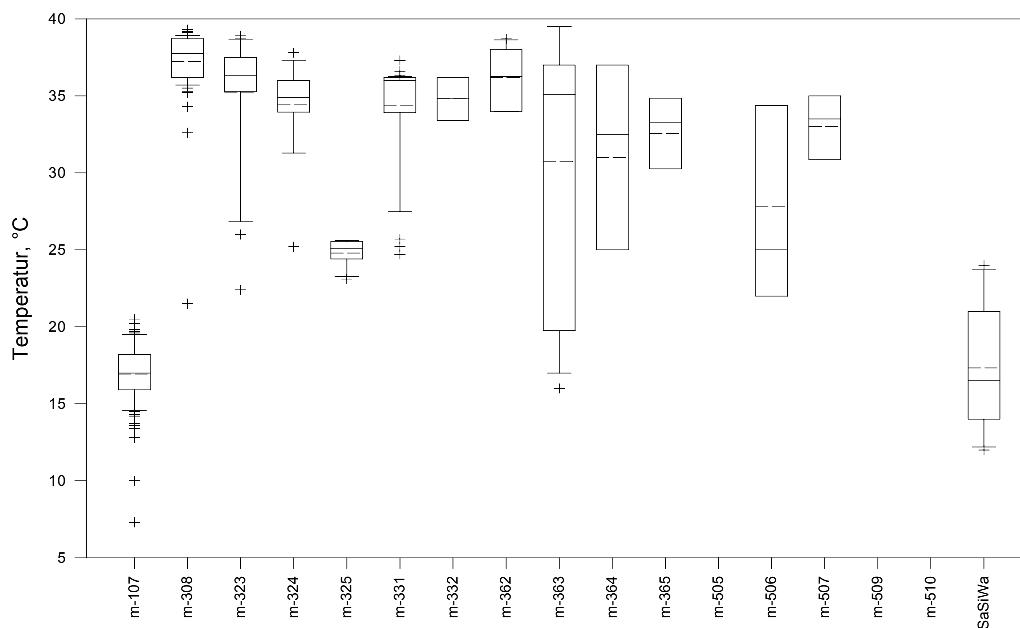


Abb. 97: Boxplot der Temperaturmeßwerte. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

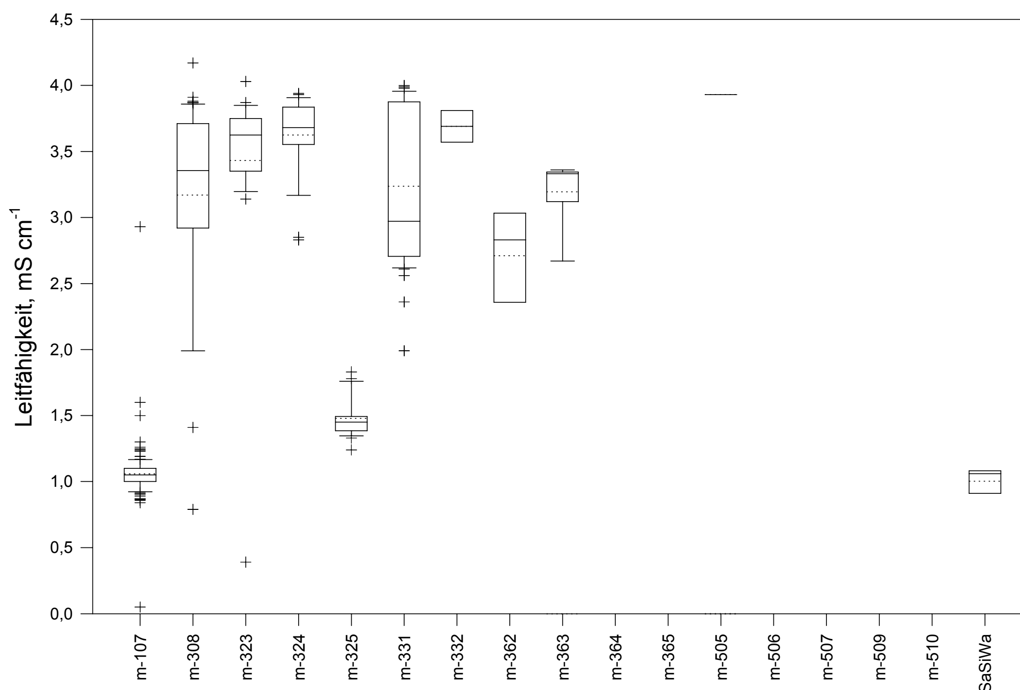


Abb. 98: Boxplot der Leitfähigkeitsmeßwerte. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

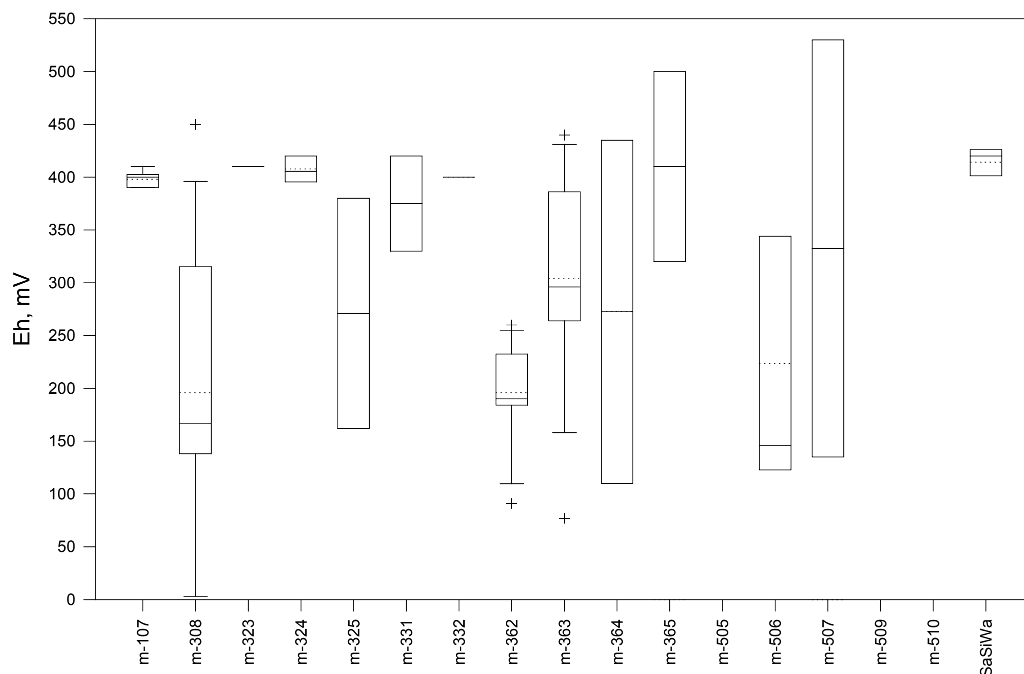


Abb. 99: Boxplot der Meßwerte des Redoxpotentials. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

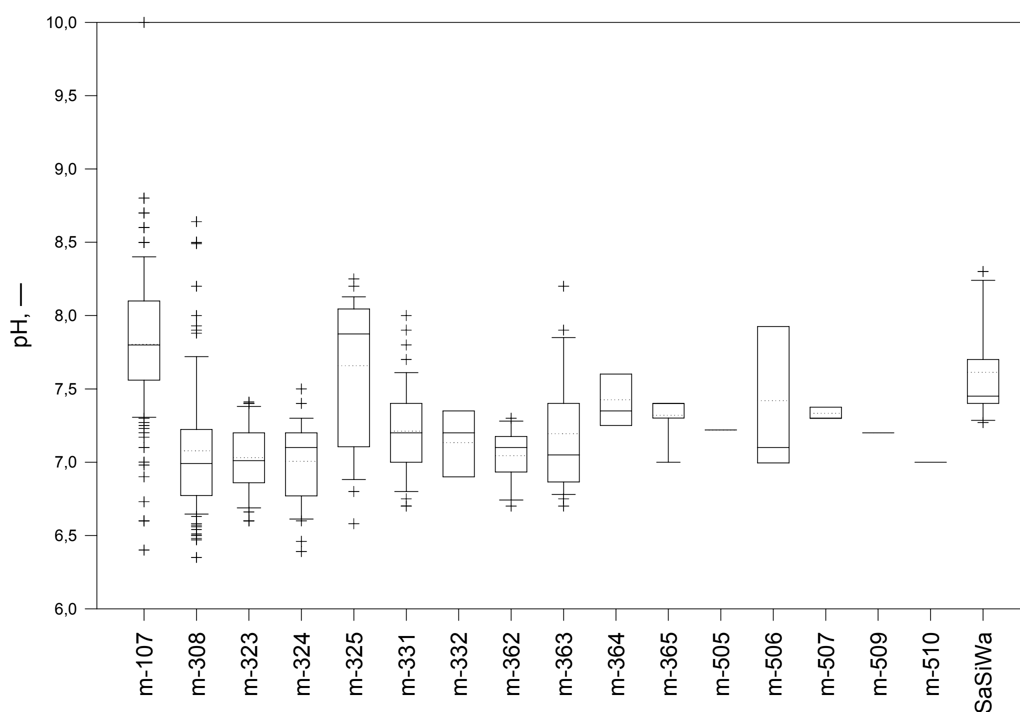


Abb. 100: Boxplot der pH-Meßwerte. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

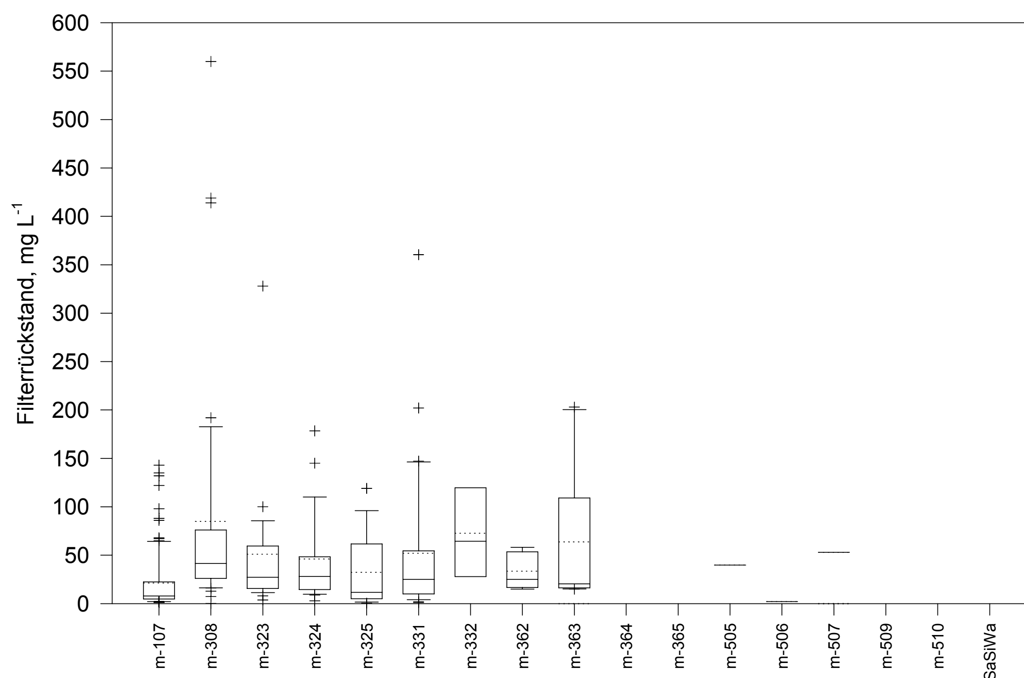


Abb. 101: Boxplot der Masse des Filterrückstands. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

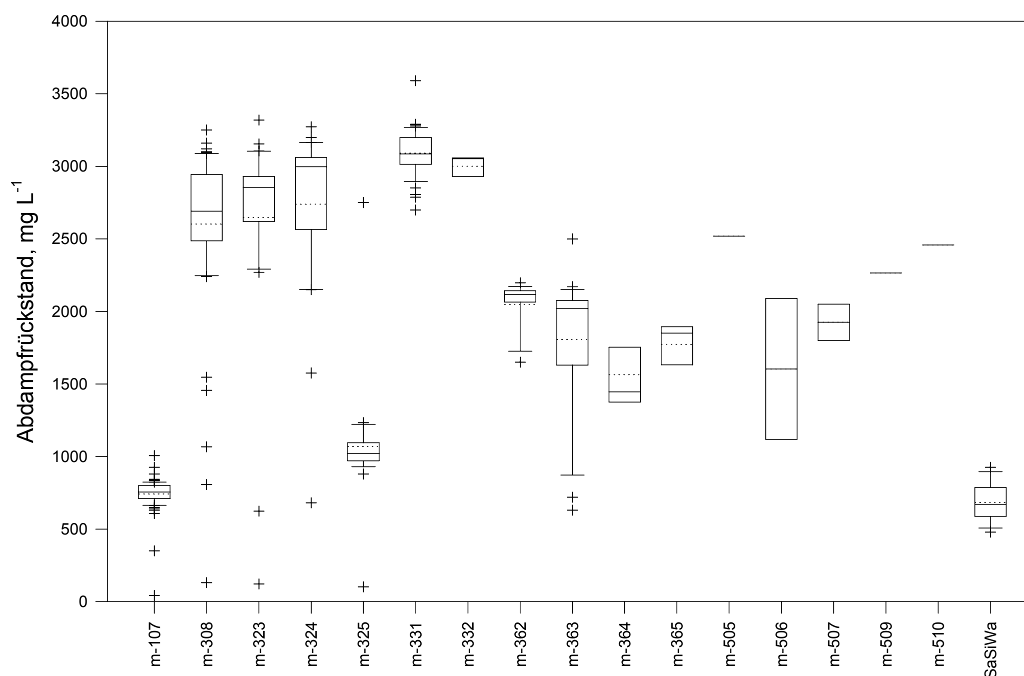


Abb. 102: Boxplot der Masse des Abdampfrückstands. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

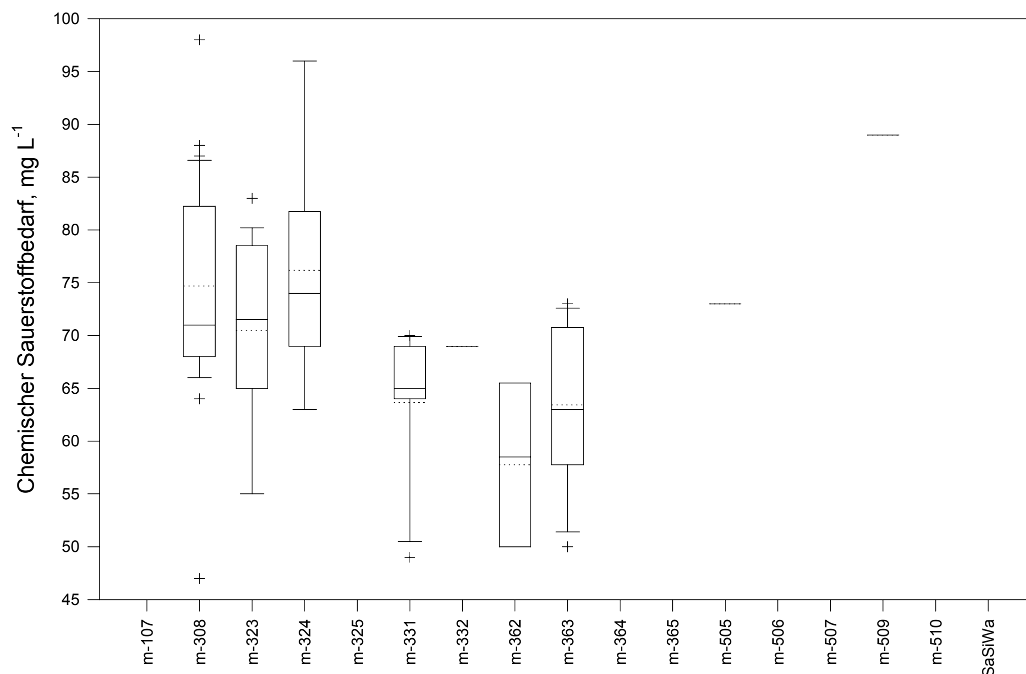


Abb. 103: Boxplot des Chemischen Sauerstoffbedarfs. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

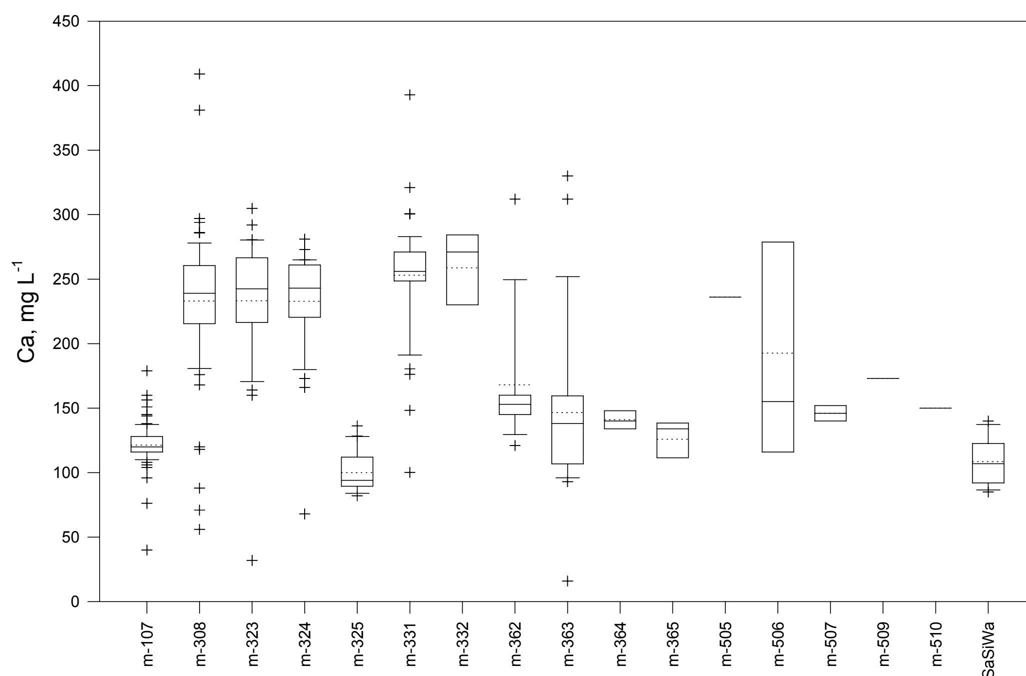


Abb. 104: Boxplot der Massenkonzentration von Calcium. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

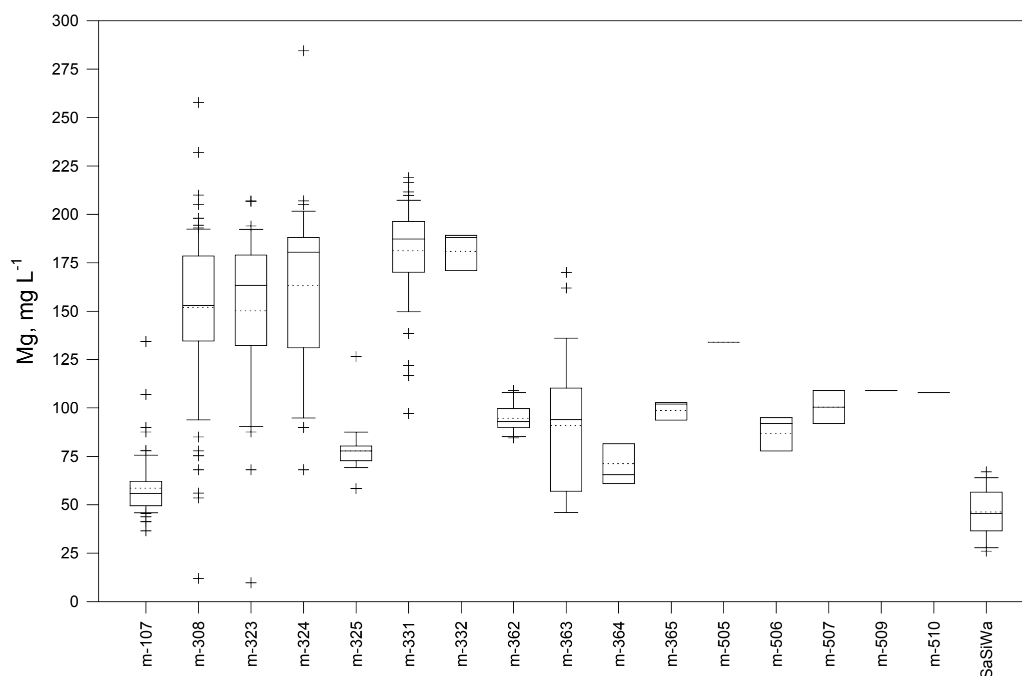


Abb. 105: Boxplot der Massenkonzentration von Magnesium. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

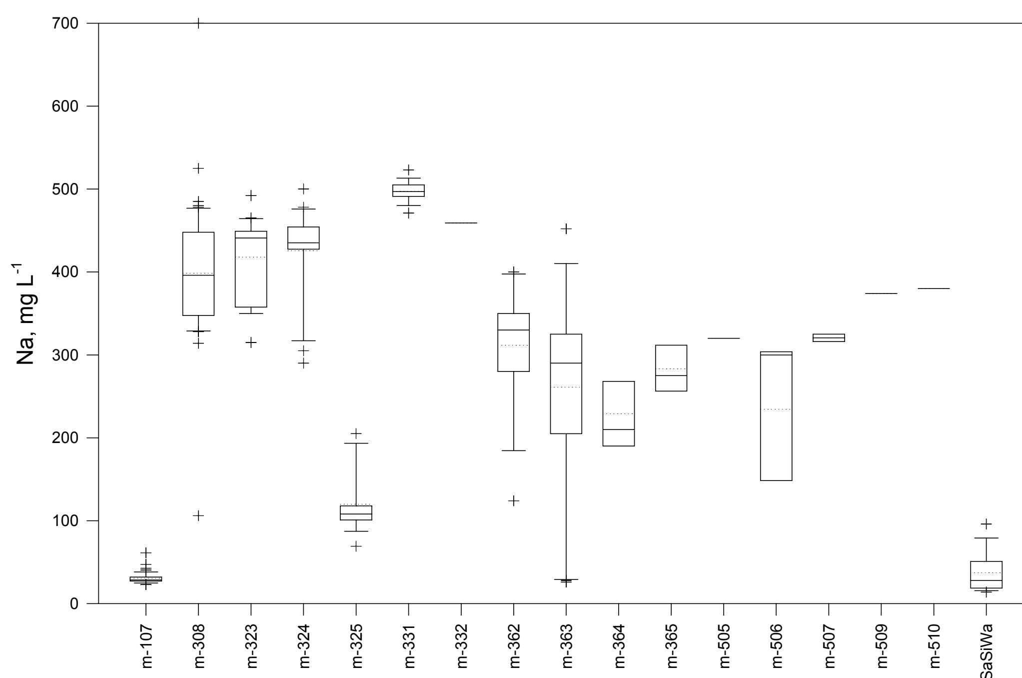


Abb. 106: Boxplot der Massenkonzentration von Natrium. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

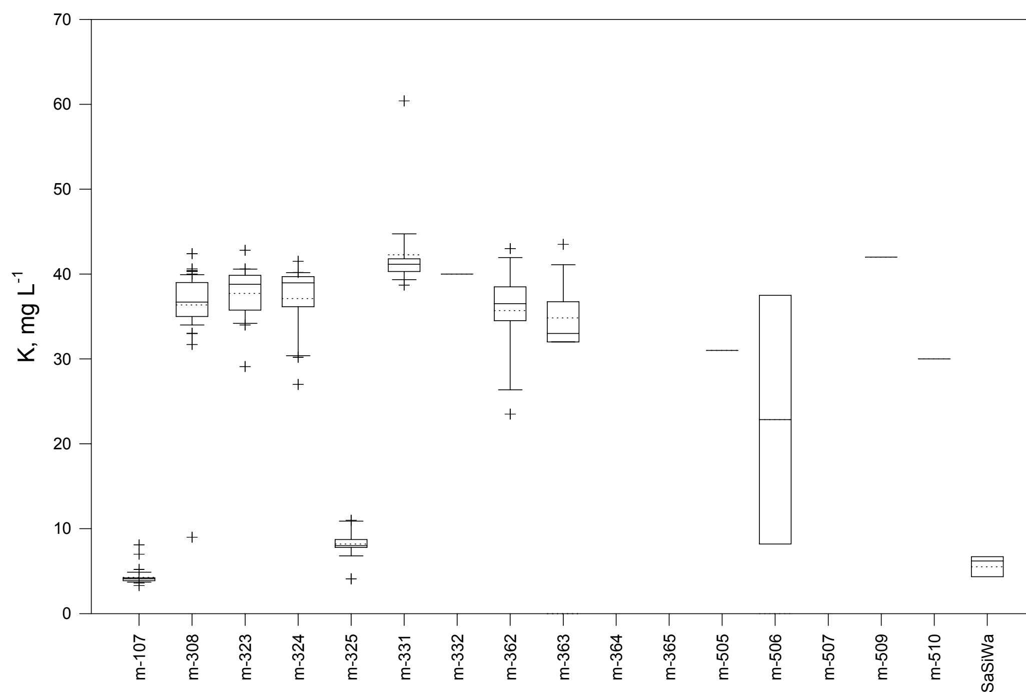


Abb. 107: Boxplot der Massenkonzentration von Kalium. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

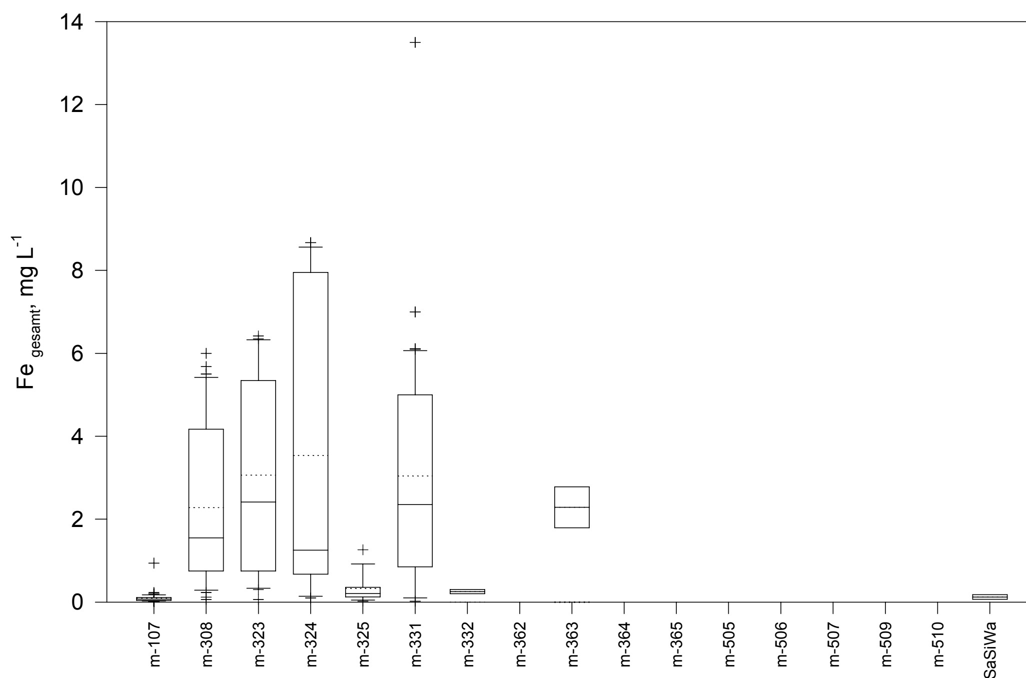


Abb. 108: Boxplot der Massenkonzentration des Gesamteisens. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

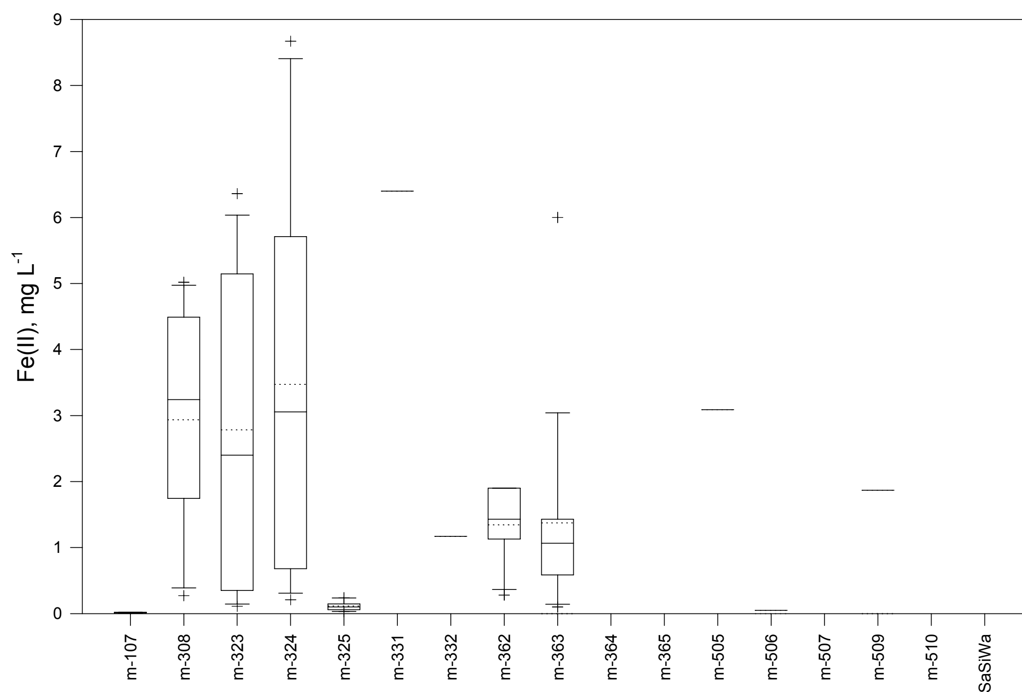


Abb. 109: Boxplot der Massenkonzentration von Eisen (II). SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

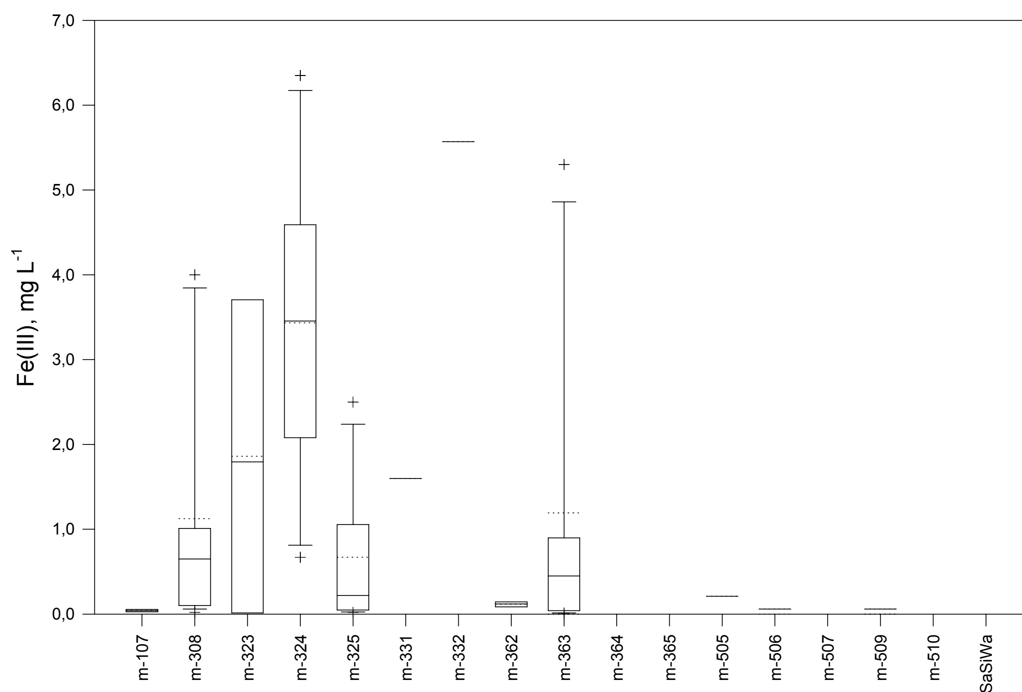


Abb. 110: Boxplot der Massenkonzentration von Eisen (III). SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

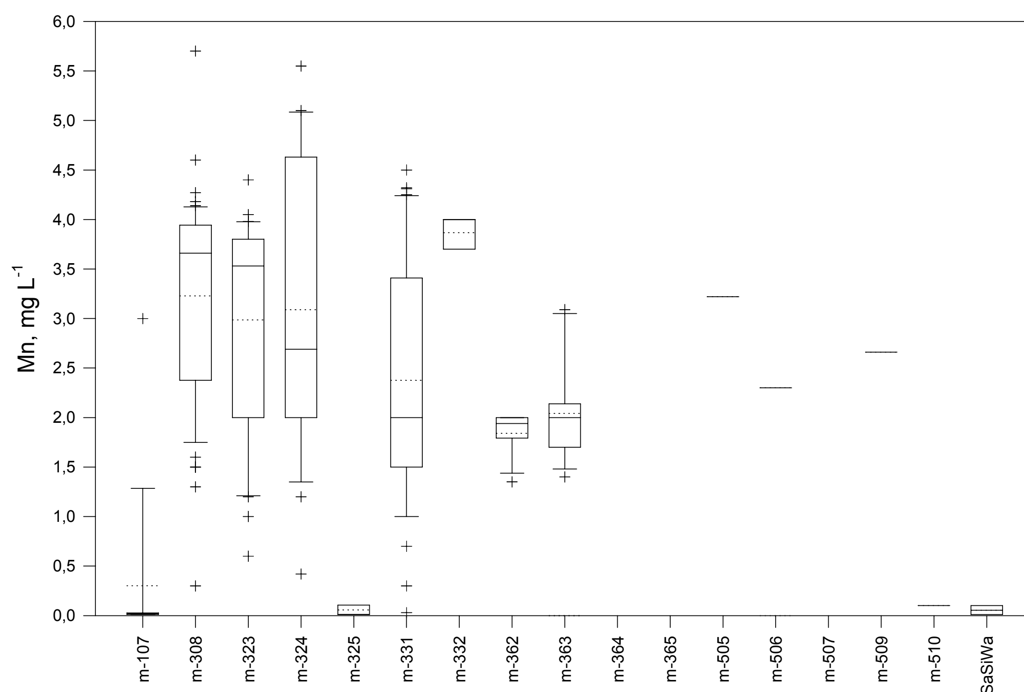


Abb. 111: Boxplot der Massenkonzentration von Mangan. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

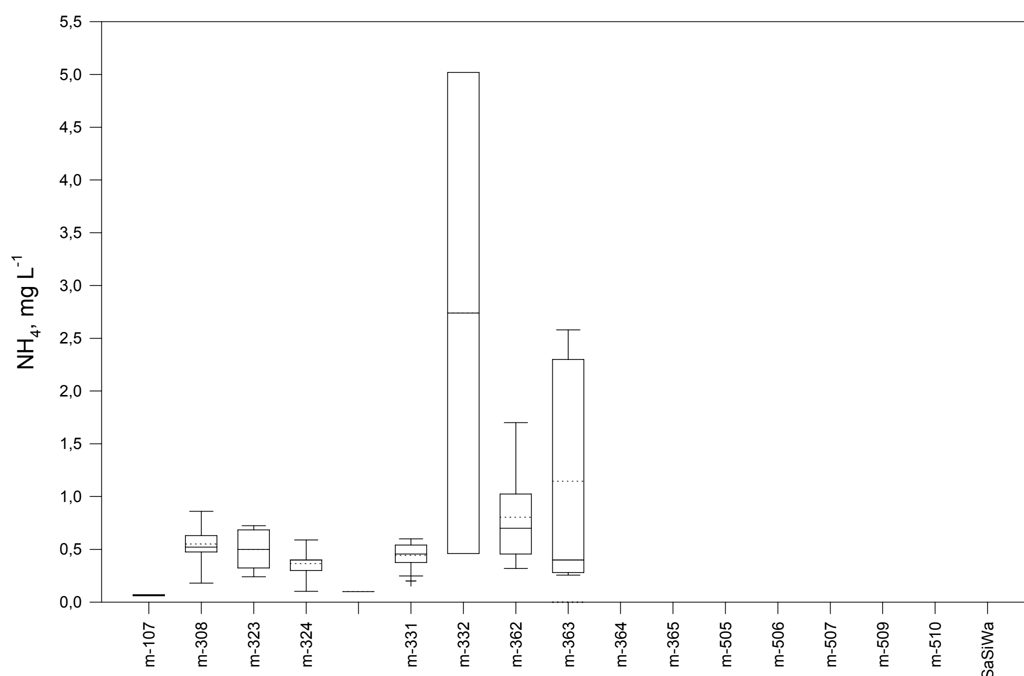


Abb. 112: Boxplot der Massenkonzentration von NH_4^+. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

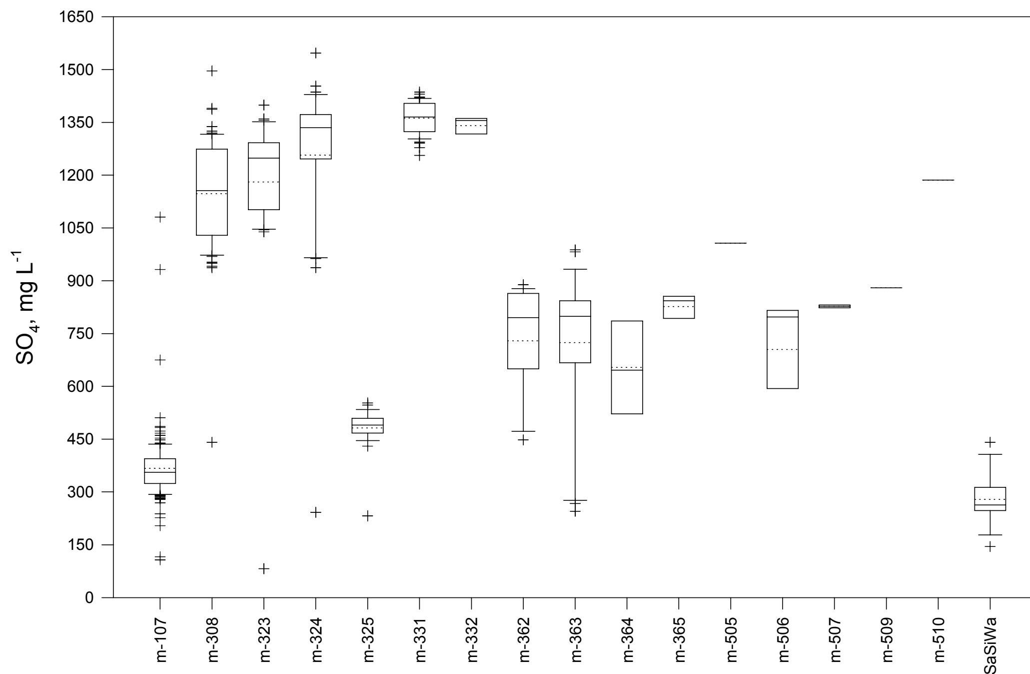


Abb. 113: Boxplot der Massenkonzentration von Sulfat. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

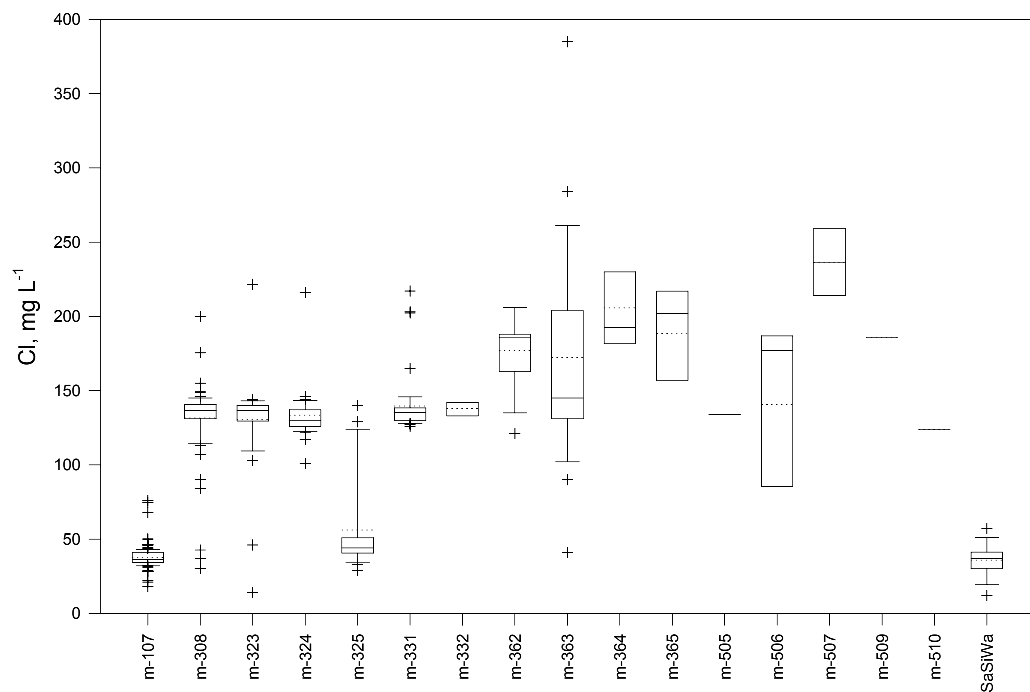


Abb. 114: Boxplot der Massenkonzentration von Clorid. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

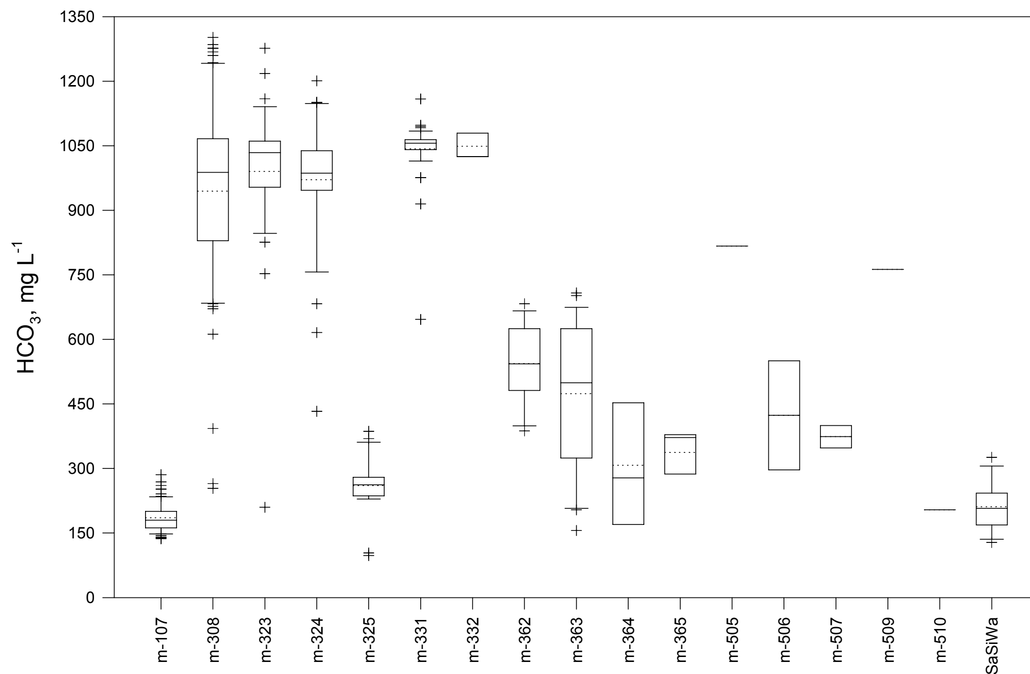


Abb. 115: Boxplot der Massenkonzentration von Hydrogenkarbonat. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

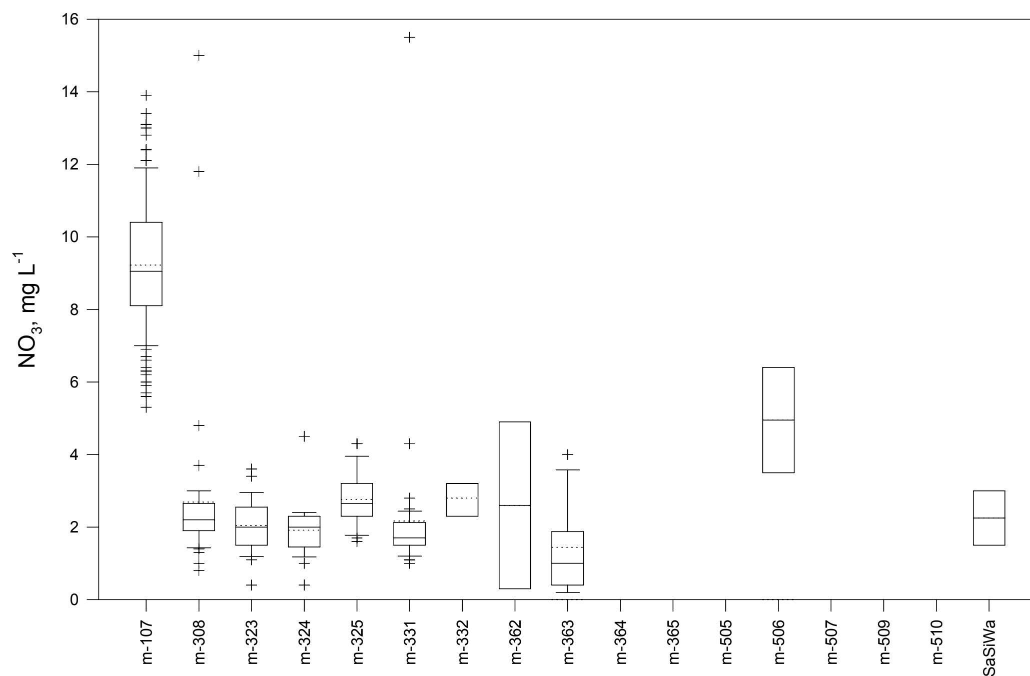


Abb. 116: Boxplot der Massenkonzentration von Nitrat. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

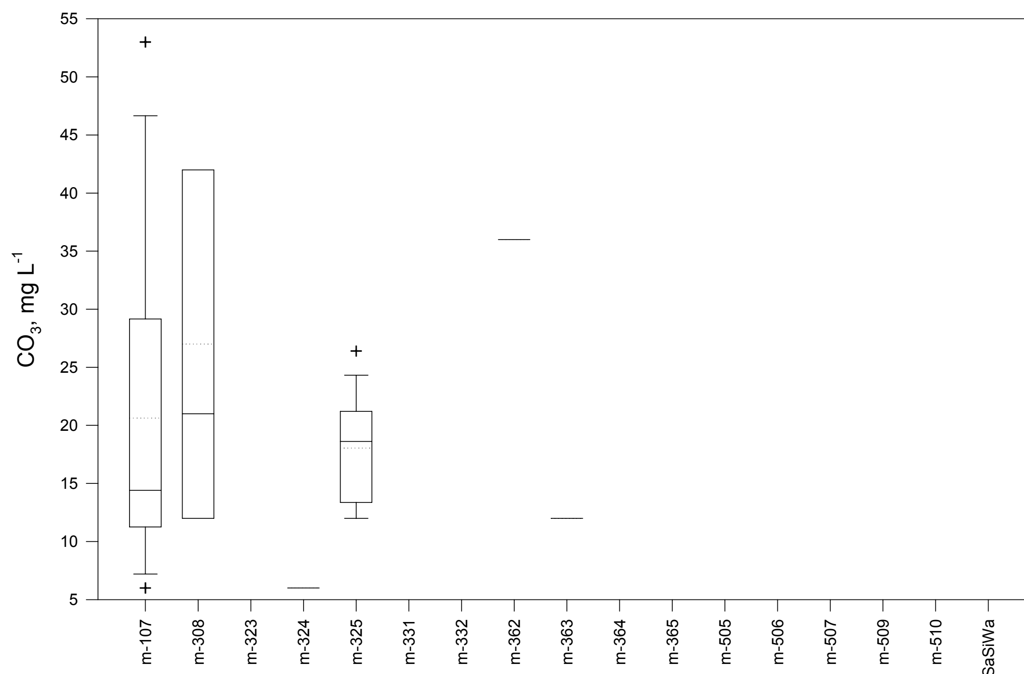


Abb. 117: Boxplot der Massenkonzentration von Karbonat. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

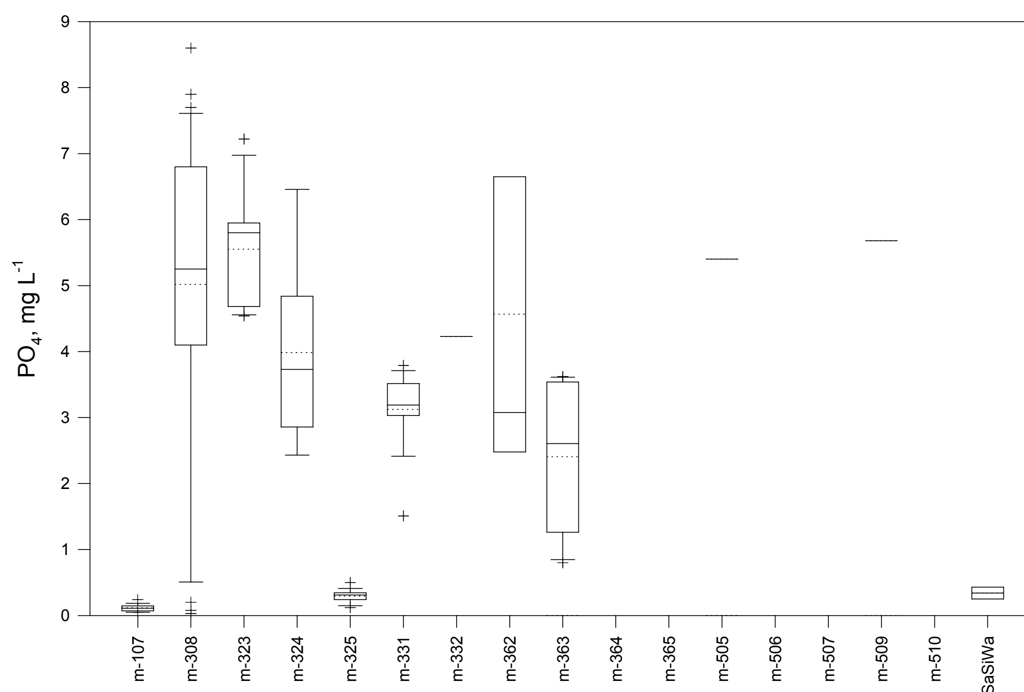


Abb. 118: Boxplot der Massenkonzentration von Phosphat. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

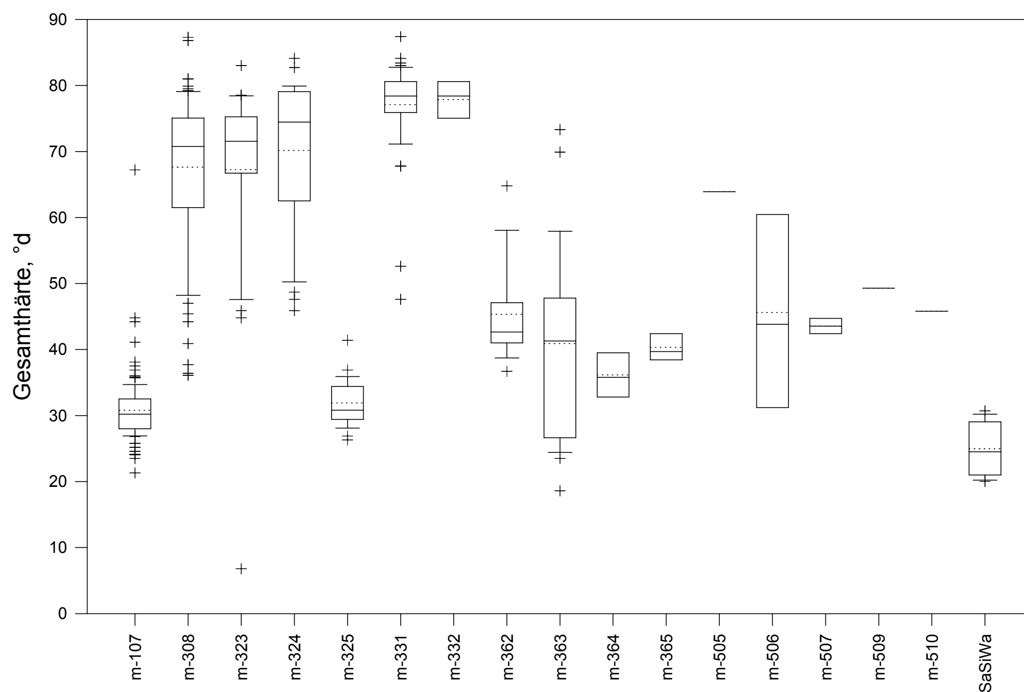


Abb. 119: Boxplot des Werts der Gesamthärte. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

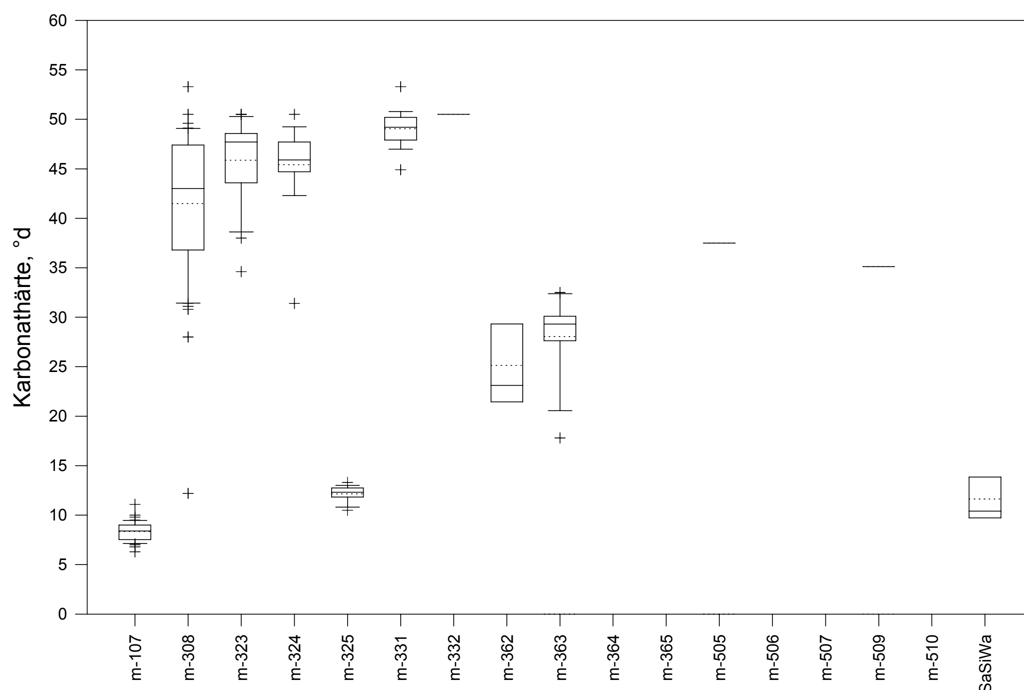


Abb. 120: Boxplot des Werts der Karbonathärte. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

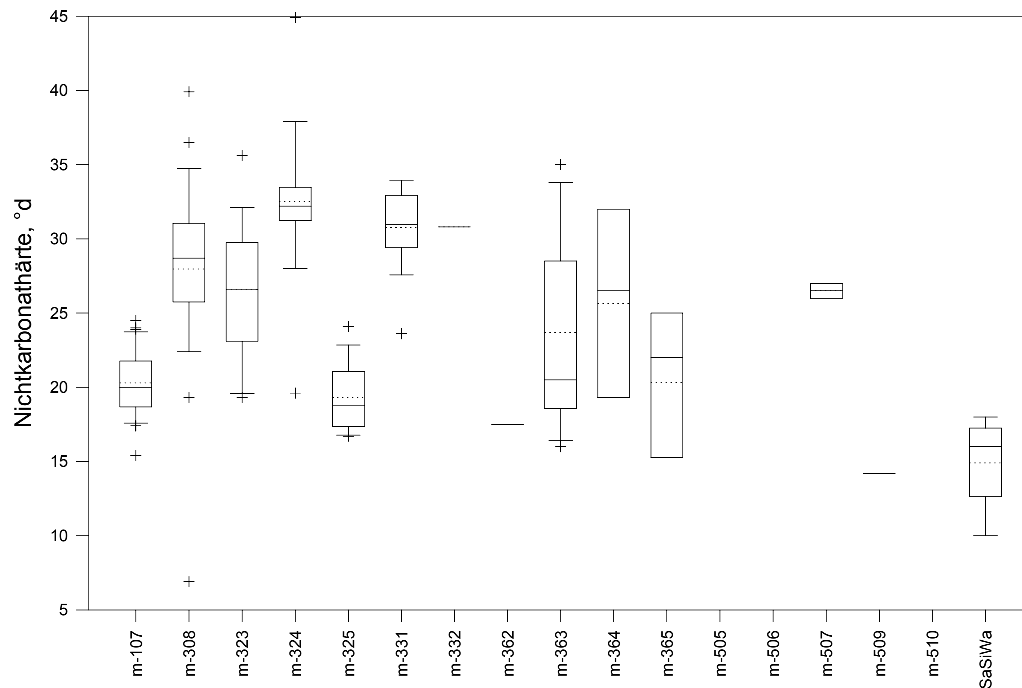


Abb. 121: Boxplot des Werts der Nichtkarbonathärte. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

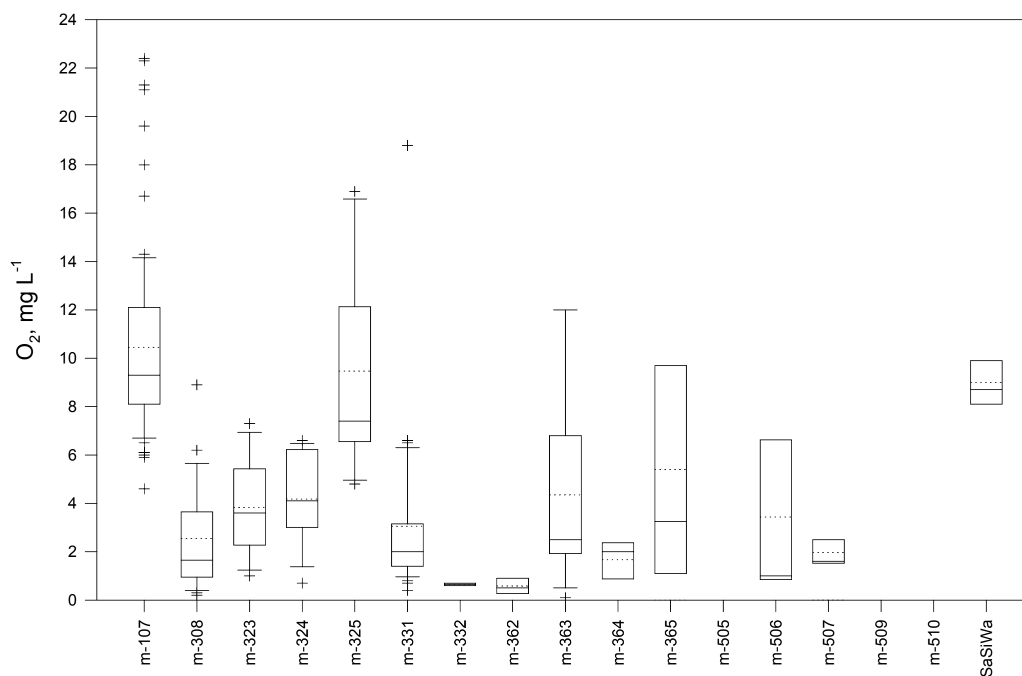


Abb. 122: Boxplot der Massenkonzentration von freiem Sauerstoff. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

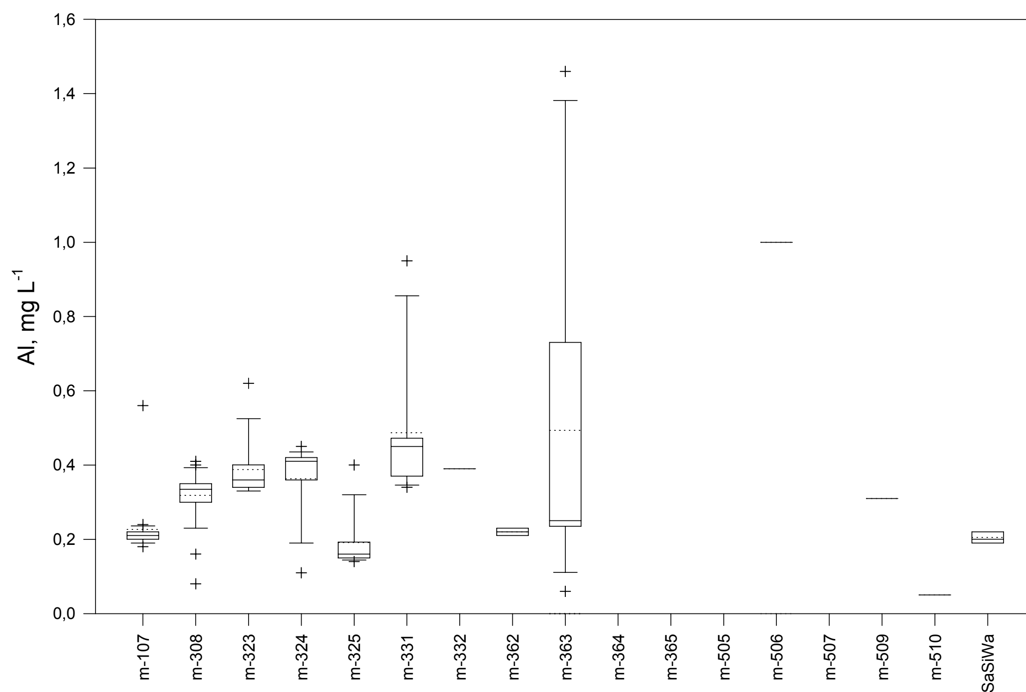


Abb. 123: Boxplot der Massenkonzentration von Aluminium. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

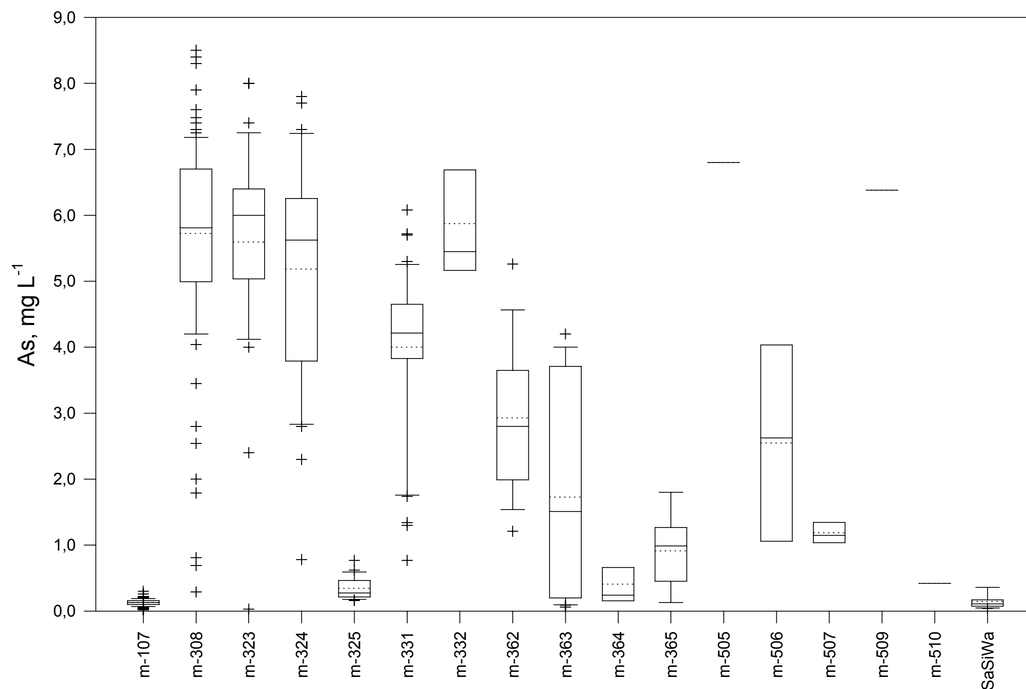


Abb. 124: Boxplot der Massenkonzentration von Arsen. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

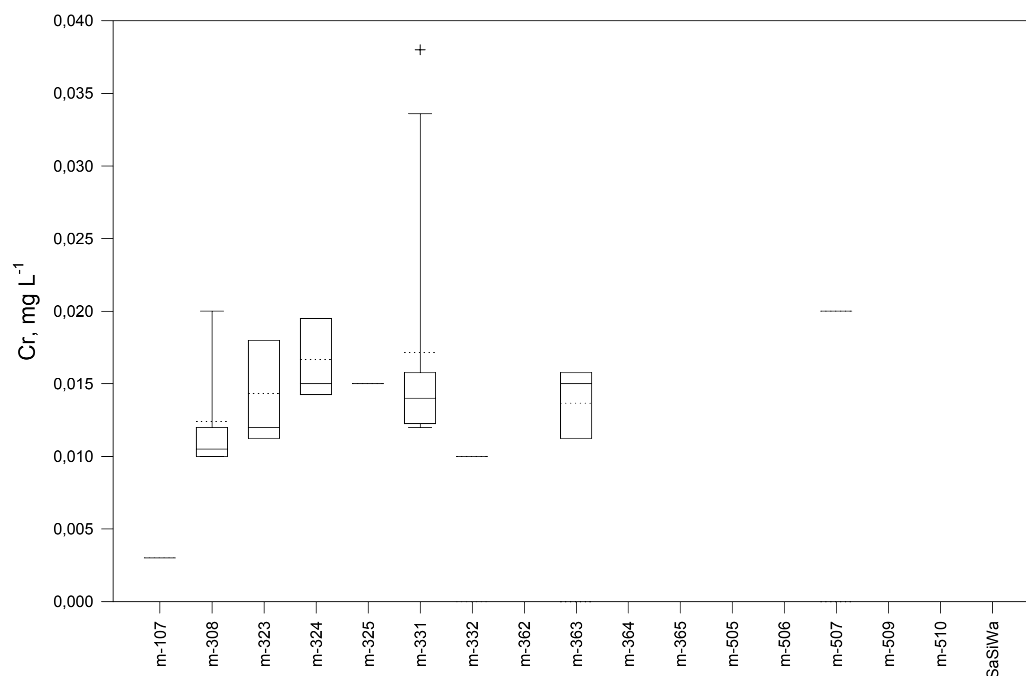


Abb. 125: Boxplot der Massenkonzentration von Chrom. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

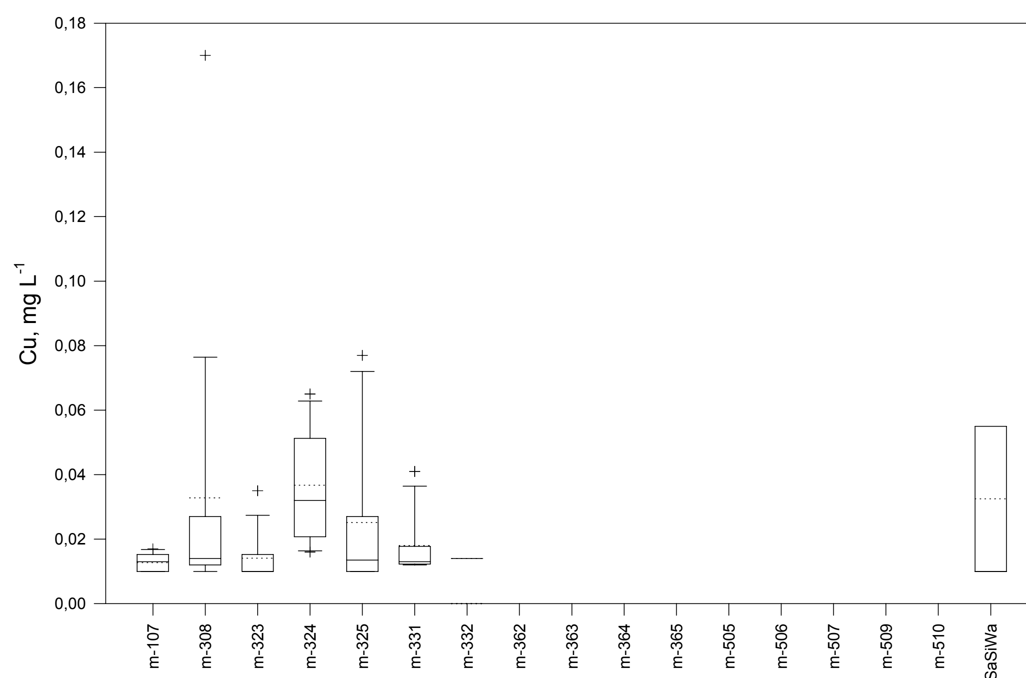


Abb. 126: Boxplot der Massenkonzentration von Kupfer. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

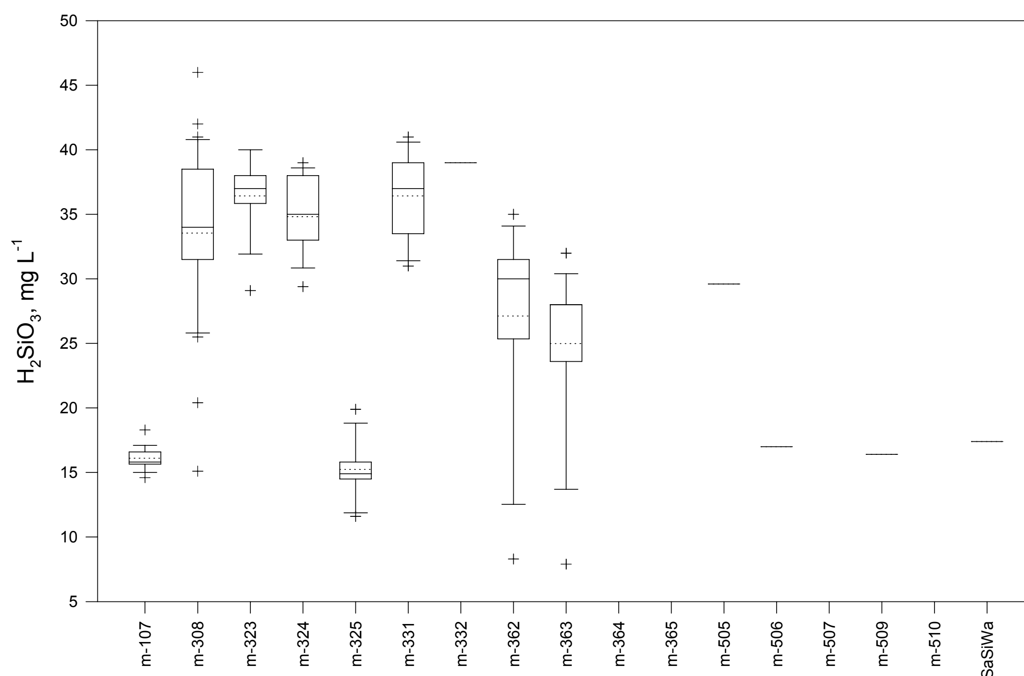


Abb. 127: Boxplot der Massenkonzentration von Silikat. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

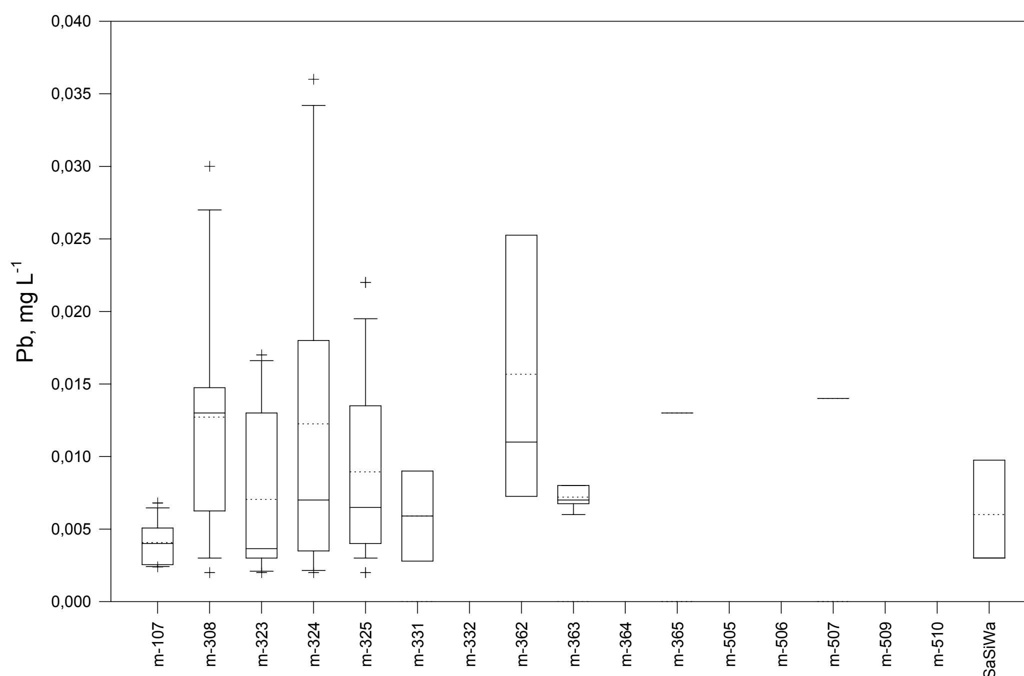


Abb. 128: Boxplot der Massenkonzentration von Blei. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

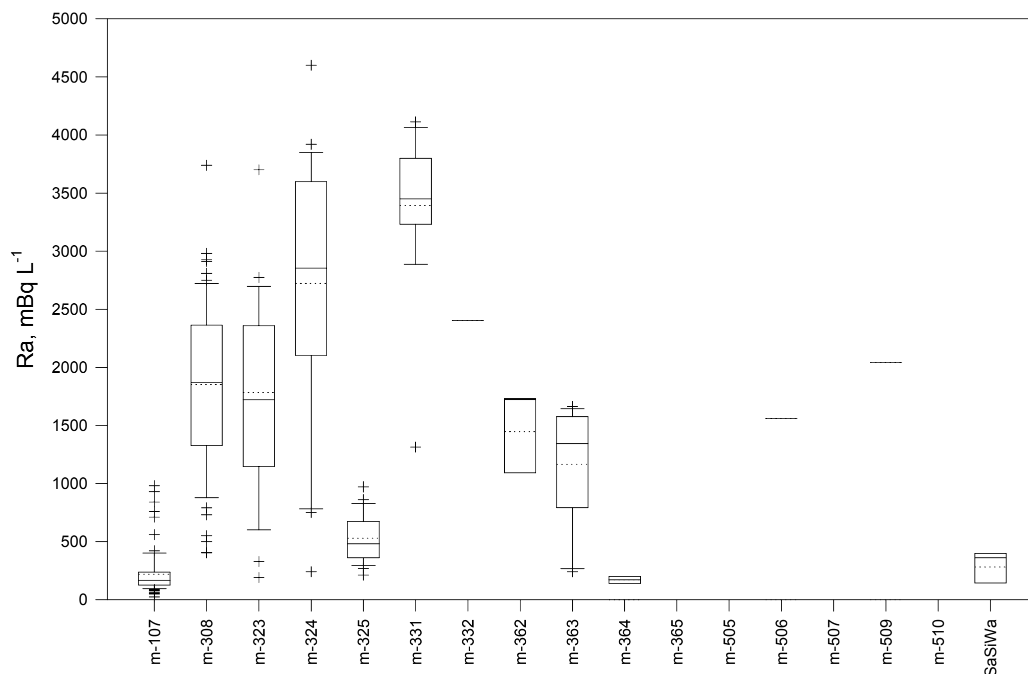


Abb. 129: Boxplot der Aktivität von Radium. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

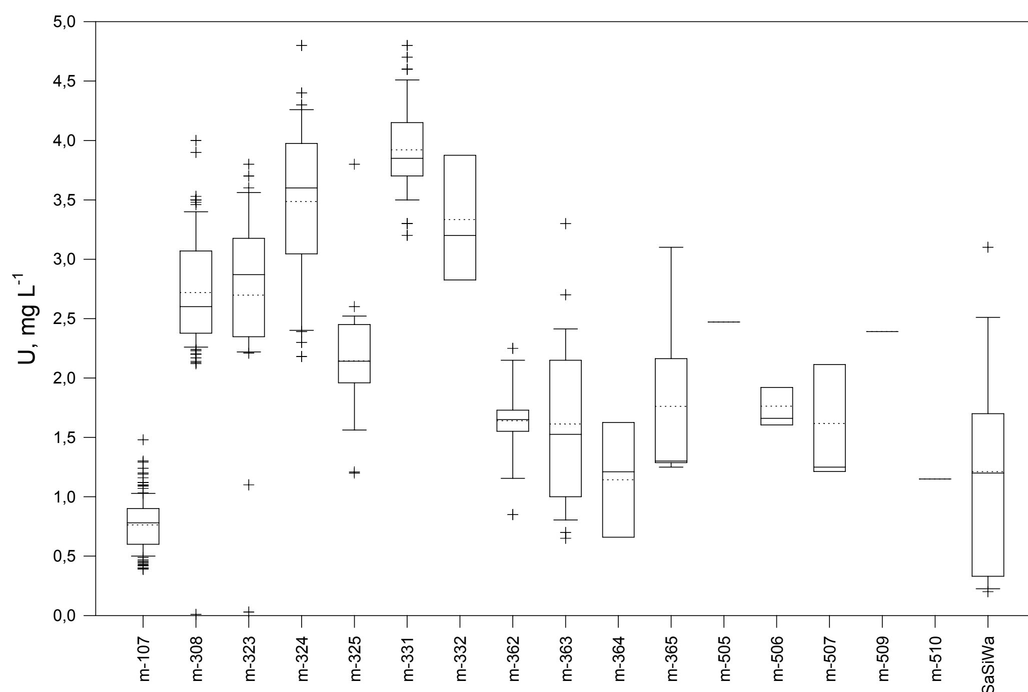


Abb. 130: Boxplot der Massenkonzentration von Uran. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

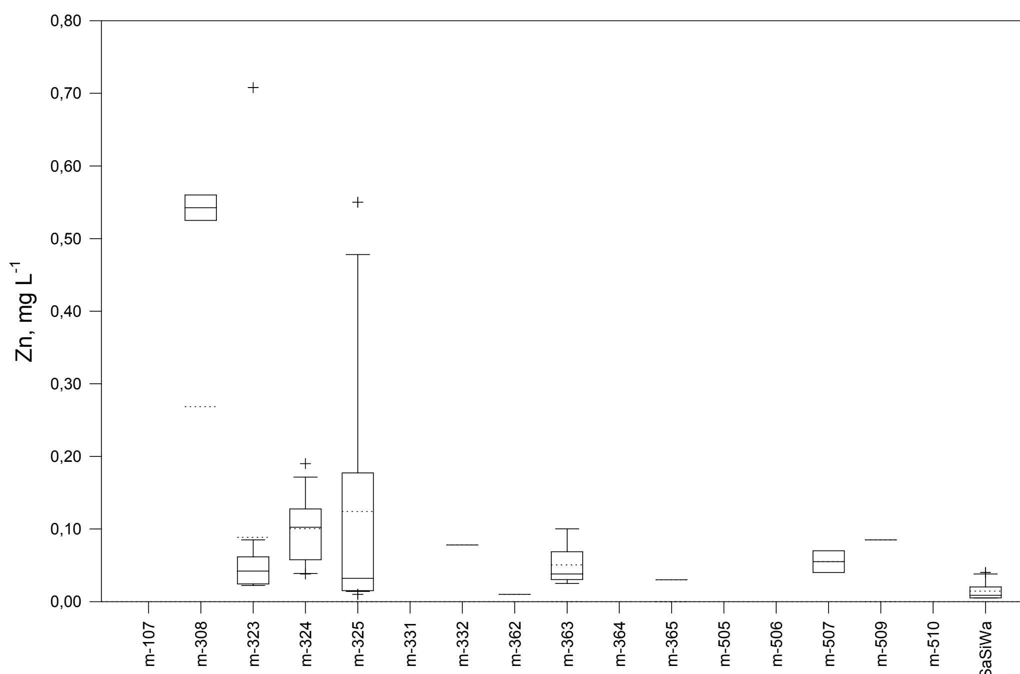


Abb. 131: Boxplot der Massenkonzentration von Zink. SaSiWa: Sammelmeßstelle Sickerwässer (m-315, m-316, m-318, m-320, m-501, m-503, m-504, w-68 und w-92).

Tab. 57: Ergebnisse des multiplen Vergleichs (DUNN Test) zwischen den einzelnen Meßstellen mit den Parametern As, U, Ca, Mg, Na, SO_4^{2-}, Cl und HCO_3^-. Die Zahlen geben im unteren Bereich an, bei wievielen Parametern die Testgröße Q < 1, im oberen Bereich bei wievielen Parametern Q > 10 war. Die Meßstellen sind umso ähnlicher, je größer der Zahlenwert in der Tabelle ist.

Meßstelle	m-107	m-308	m-315	m-316	m-318	m-320	m-323	m-324	m-325	m-331	m-332	m-362	m-363	m-364	m-365	m-501	m-503	m-504	m-505	m-506	m-507	m-509	m-510	w-68	w-92
m-107		7					1		4											3					1
m-308																	1								
m-315	8																								
m-316	8		8																						
m-318	6		8	8																					
m-320	8		8	7	6																				
m-323		7	1			1																			
m-324		1	3	3	1	2	3																		
m-325		2	2		1		5																		
m-331	1		3	3	3	3	2	6																	
m-332	3	1	4	4	2	4	3	8		6															
m-362	1	1	4	2	3	3	2	6	1	8	7														
m-363		4	4	3	3	2	7	7	7	6	6	6													
m-364	1	1	4	3	2	2	2	7	5	7	7	7	8												
m-365	2	1	4	2	3	2	6	7	7	7	7	8	8	8											
m-501	7		8	7	8	7		4	2	5	5	5	5	6	6										
m-503	2		7	5	4	4	1	4		3	4	6	5	6	4	6									
m-504	1	3	1	1	1	1	6		8	1		1	7	2	7	2	1								
m-505	3	3	3	3	2	3	4	6	5	1	6	5	6	5	5	4	4	4							
m-506		2	1		1		6		6	1		2	7	1	7			6	5						
m-507			1		1				1	1		1	1	1	1	1		1		1					
m-509		1					1	1		1	1								1						
m-510	1		1		1				1	1		1	1	1	1	1	1	1		1	1				
w-68	7		8	7	7	7	1	5	1	6	6	6	5	7	6	8	7	2	5				1		
w-92	1	2	3	3	2	2	1	6	4	6	6	7	7	8	7	5	5	3	6	2	1		1	5	

Tab. 58: Grubenwasser: Ergebnisse der Korrelationen einzelner Parameter der ausreißerfreien Wasseranalysen aus dem Bergwerk Niederschlema/Alberoda. Legende siehe S. 79.

	As	U	SO4	Cl	Ca	Mg	pH	AR	HCO3	Na	**GH °dH**	K	Temp °C	Mn	NO3	**KH °dH**	Ra	CSB	PO4	Al	EH(mV)	H2SiO3	Zn	O2	Pb	Leitf	FR	Ni	Fe(II)	Fe g	**NKH °dH**	NO2	Fe(III)	Cu	Cr
As		+	+	-	+	+	-	+	++<	+	+	+	+	+	-	+	+	+	++<	+	-	+	+	-	-	+	+	+	+	+	+	-	+	-	-
U	<		++<	-	+	++<	-	++<	++<	++<	++<	+	+	+	-	++<	++<	-	-	+	+	+	-	-	-	+	-	+	+	+	+	-	+	-	+
SO4	<	<		-	++<	+	-	++<	++<	++<	++<	+	+	+	-	++<	+	+	-	+	+	++<	-	-	-	+	-	+	+	+	+	-	+	-	+
Cl	<	<	<		-	-	+	-	-	-	-	+	-	-	-	+	-	+	+	-	-	-	+	-	+	+	-	-	+	-	-	+	-	++<	+
Ca	<	<	<	<		+	-	++<	+	+	++<	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	+	+	+	+	-	+	+	+	-	+
Mg	<	<	<	<	<		+	+	++<	++<	++<	+	+	+	-	++<	+	+	+	+	+	++<	-	-	-	+	-	+	+	+	++<	-	+	-	-
pH	<	>	>	<	<	>		-	-	-	-	-	-	+	-	+	-	-	-	-	+	-	+	+	-	+	+	-	+	+	+	-	+	+	+
AR	<	<	<	<	<	<	>		++<	++<	++<	++<	+	+	-	++<	++<	+	+	+	+	++<	+	-	-	+	-	+	+	+	+	-	+	-	+
HCO3	<	<	<	<	<	<	<	<		++<	++<	+	+	+	-	++<	+	+	+	+	+	++<	-	-	-	+	-	-	+	+	+	-	+	-	-
Na	<	<	<	>	<	<	>	<	<		++<	+	+	+	+	++<	++<	+	-	+	+	++<	-	-	-	++<	-	+	+	++<	+	-	+	-	+
GH °dH	<	<	<	<	<	<	>	<	<	<		+	+	+	-	++<	+	+	+	+	+	++<	-	-	-	+	-	+	+	+	++<	+	+	-	-
K	<	<	<	<	<	<	>	<	<	<	<		-	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	++<	-	+	-	+	+	-	+	-	++<
Temp °C	<	<	<	>	<	<	<	<	<	<	<	>		-	-	-	+	-	+	+	--<	-	-	--<	+	+	-	+	--<	-	-	-	-	-	---
Mn	<	<	>	>	<	<	>	<	>	<	<	<	>		+	++<	+	+	+	+	+	+	+	-	-	+	+	++<	+	+	+	-	+	-	-
NO3	>	<	>	<	>	<	>	>	>	>	>	>	>	<		-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	+	-	+	+	-	+	-	-	+
KH °dH	<	<	<	>	<	<	>	<	<	<	<	<	<	<	>		+	+	+	-	++<	++<	-	-	-	++<	-	-	+	++<	+	-	+	-	-
Ra	<	<	<	<	<	<	>	<	<	<	<	<	>	<	>	<		-	-	-	+	+	-	+	-	+	-	+	+	+	+	-	+	-	-
CSB	<	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	<	>	>		+	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	+	+	+
PO4	<	>	>	>	<	>	<	>	>	>	>	>	<	>	<	>	>	<		+	-	+	+	-	+	+	+	+	+	-	+	-	+	+	+
Al	>	<	>	>	<	>	>	>	>	>	<	<	>	>	>	>	>	<	>		+	+	-	+	-	+	+	+	-	-	+	++<	-	-	+
EH(mV)	>	<	>	>	<	>	>	<	>	>	<	<	<	<	>	<	>	>	>	>		+	-	+	-	+	-	+	+	++<	++<	+	-	+	-
H2SiO3	<	<	<	<	<	<	>	<	<	<	<	<	>	<	>	<	<	>	<	<	<		-	--	-	++<	+	-	+	++<	+	-	+	-	-
Zn	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	<	<	>	>	>		--	+	-	-	+	+	-	+	-	-	+	+
O2	<	>	<	>	<	<	<	<	<	<	<	>	<	>	>	>	>	>	>	>	>	<<	<<		+	-	+	./.	++<	-	-	-	+	./.	+
Pb	>	<	<	>	<	<	<	<	<	<	<	>	>	>	>	<	>	<	>	>	>	<	<	>		--<	+	+	+	--<	-	-	-	-	-
Leitf	<	<	<	<	<	<	>	<	<	<	<	<	>	<	<	<	<	>	>	>	<	<	<	>	<		-	-	+	+	+	-	-	-	-
FR	>	<	<	<	>	>	>	>	>	>	>	>	<	>	<	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>		-	+	+	-	-	-	-	+
Ni	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	<	>	>	>	>	>	>	>	>	>	./.	>	>	>		-	+	+	-	+	-	-
Fe(II)	<	<	<	>	<	<	<	<	<	<	<	>	<	<	>	<	>	>	>	>	>	<	>	<	>	<	>	>		++<	+	-	-	+	+
Fe g	<	<	>	>	>	<	>	>	<	<	<	<	>	<	>	<	<	<	<	>	<	<	<	>	<	<	>	>	<<		+	-	+++	--<	-
NKH °dH	<	<	<	>	<	<	>	<	<	<	<	>	>	<	>	<	<	>	>	>	<	<	>	<	>	<	>	<	<	./.		-	+	+	-
NO2	>	>	>	>	<	>	>	>	>	>	>	>	>	>	<	>	>	>	>	<	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>		-	-	+
Fe(III)	>	<	<	>	>	<	>	<	<	>	<	>	>	<	>	<	<	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>		-	+
Cu	<	<	<	<	>	<	>	>	<	<	<	>	>	<	>	<	>	<	>	>	>	<	<	./.	>	>	>	>	<	<	<	>	>		+
Cr	<	>	>	<	>	<	>	>	>	>	>	<	>	>	>	>	>	>	>	<	>	>	>	>	>	>	>	>	>	<	>	>	>	>	
Co	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	./.	<	>	>	>	>	>	>	<<	>	>	./.	>	<<	>	<	>	>	>	>	<<	<<	>
Mo	>	<	<<	>	<<	>	<<	<<	<<	>	<<	>	<<	<<	<<	<<	>	>	>	>	<<	<<	>	>	>	>	<<	>	>	./.	>	>	>	>	>
Sr	<	<	<	>	>	<	>	<	<	<	<	>	>	<	>	<	<	>	>	>	>	<<	>	>	>	<	>	>	>	<	>	>	>	>	>
TOC	<	>	>	<	<	<	>	>	>	>	>	<	>	<	>	>	>	>	>	<	./.	>	>	./.	>	>	>	>	>	<	>	./.	>	<<	<<
F	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	./.	>	>	>	>	>	>	<	>	./.	>	>

Tab. 59: Sickerwässer: Ergebnisse der Korrelationen einzelner Parameter der ausreißerfreien Wasseranalysen aus dem Bergwerk Niederschlema/Alberoda. Legende siehe S. 79.

	As	U	SO4	Cl	Ca	Mg	pH	HCO3	Na	**GH °dH**	K	Mn	NO3	**KH °dH**	Ra	PO4	Al	H2SiO3	O2	Pb	Leitf	FR	Ni	Fe(II)	Fe g	**NKH °dH**	Cu	CO3	Sr	F
As		+	-	+	-	-	+	+	-	-	-	+	+	+	-	++<	-	-	+	++<	-	-	+	-	+	--<	++	+	++	-
U	<		-	+	+	-	+	++<	+	-	-	+	-	++<	-	+	-	--<	+	+	+	-	-	+	-	-	+	-	++<	-
SO4	<	<		-	+	+	-	-	+	+	+	-	-	-	-	--<	+	+	-	-	+	+	+	+	+	++<	-	++<	--	+
Cl	>	<	>		+	+	+	+	-	+	-	+	+	+	+	-	+	-	-	++<	+	-	+	+	-	-	++<	++<	++<	+
Ca	>	>	>	>		+	-	+	-	+	-	++<	-	-	+	--<	-	-	-	+	+	+	-	-	-	+	+	-	--	+
Mg	<	<	<	>	>		-	+	+	++<	+	-	-	-	++<	-	+	+	-	-	-	-	+	+	+	++<	-	++<	--	+
pH	>	>	>	<	<	>		+	+	+	-	++<	-	+	+	-	-	-	+	-	+	+	-	+	-	-	-	+	+++	-
HCO3	>	<	>	<	>	>	<		+	+	+	-	-	+	+	+	-	-	-	+	+	+	+	+	-	-	+	+	++	-
Na	>	>	>	<	<	>	>	<		-	+	+	-	++<	+	-	-	-	+	--	+	+	-	++	+	+	-	./.	+	+
GH °dH	<	>	<	<	<	<	>	>	>		+	-	-	-	+	--<	+	+	-	-	+	+	-	+	+	++<	+	++	---	+
K	<	>	>	<	>	<	>	>	<	>		++	-	+	+	--<	-	+	./.	-	+	-	-	++	+	+	-	./.	-	+
Mn	>	>	>	>	<	>	<	>	>	<	>		++<	-	-	./.	+++	./.	./.	./.	-	./.	---	./.	-	./.	./.	./.	./.	./.
NO3	>	<	>	>	>	<	>	<	<	<	>	<		-	-	-	++<	-	-	+	-	-	-	-	+	+	+	-	+	+
KH °dH	<	<	<	>	>	>	>	<	<	<	>	>	<		++<	+	-	-	./.	-	+	+	-	+	-	--<	-	./.	+	-
Ra	<	>	>	<	>	<	<	<	<	<	>	>	<	<		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	--	+	./.	+
PO4	<	>	<	>	<	<	>	>	>	<	<	./.	>	>	>		-	-	./.	-	-	+	+	-	--<	--<	-	./.	./.	-
Al	>	>	<	>	>	>	>	<	>	>	>	>	<	<	>	<		-	./.	++	+	--	+	-	+	++	-	./.	+	++<
H2SiO3	<	<	>	>	>	>	>	>	>	>	>	./.	>	>	>	>	>		./.	+	+	+	+	-	-	+	+	./.	./.	-
O2	<	>	>	>	<	<	<	<	>	>	./.	./.	<	./.	>	./.	./.	./.		./.	+	+	./.	./.	-	-	./.	--	./.	./.
Pb	<	>	>	<<	>	>	>	>	<<	>	>	./.	>	>	>	>	>	>	./.		-	---	+	./.	++	-	+++	./.	+	+
Leitf	>	>	>	>	<	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	<	>		+	+	+	+	+	-	-	./.	+
FR	<	>	<	<	>	>	>	>	>	>	>	./.	<	>	>	>	>	>	>	>	>		+	./.	+	-	./.	+	./.	---
Ni	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	<	>	<	>	./.	>	>	>		./.	++<	+	-	./.	++<	-
Fe(II)	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	./.	>	>	>	>	<	>	./.	./.	>	./.	./.		./.	-	./.	./.	./.	-
Fe g	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	<	<	>	>	>	>	>	<	./.		+	+	./.	-	+
NKH °dH	<	<	<	<	>	<	<	<	>	<	<	./.	<	<	<	<	<	>	>	>	<	>	>	>	>		-	./.	./.	+
Cu	<	>	>	<	>	>	>	>	>	>	>	./.	>	>	>	>	<<	>	./.	>	>	./.	>	./.	>	>		./.	./.	-
CO3	>	>	<	<	>	<	>	>	./.	<	./.	./.	>	./.	>	./.	>	./.	>	./.	>	>	./.	./.	./.	./.	./.		./.	./.
Sr	>	<	>	<	>	>	<<	>	>	>	>	./.	>	>	./.	./.	>	./.	./.	>	./.	./.	<<	./.	>	./.	./.	./.		./.
F	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	./.	>	>	>	>	<	>	./.	>	>	<<	>	>	>	>	>	./.	./.	

Tab. 60: Zusammenstellung des offenen Grubenraumes (in m^3) der Lagerstätte Niederschlema/Alberoda (Wismut GmbH, Dienstsache 4.0.28/254, ca. 1991). Einteilung der Kaskaden („Abbauabschnitte") nach BÜDER & SCHUPPAN (1992). Die Tabelle enthält keine Angaben zum Bergwerk Oberschlema (Objekt 2). MS: Markus-Semmler-Stollen. Gesamtsumme errechnet sich, von Sohle -1800 beginnend, durch Addition des offenen Hohlraums der jeweiligen Sohlen. Summe Kaskade ist die Summe des Hohlraums aller Sohlen der Kaskade.

Sohle	offener Hohlraum	Gesamtsumme	Summe Kaskade	
MS	55.664	28.785.937		
-30	75.152	28.730.273		
-60	273.752	28.655.121		
-90	485.559	28.381.369		
-120	571.192	27.895.810		
-150	467.064	27.324.618		
-180	708.254	26.857.554		
-210	568.563	26.149.300		
-240	488.031	25.580.737	Kaskade I:	3.693.231
-270	427.781	25.092.706		
-300	636.622	24.664.925		
-330	593.866	24.028.303		
-360	629.421	23.434.437		
-390	700.440	22.805.016		
-420	751.928	22.104.576		
-450	699.610	21.352.648		
-480	785.601	20.653.038		
-486	26.072	19.867.437		
-510	716.791	19.841.365		
-540	1.197.040	19.124.574	Kaskade II:	7.165.172
-546	98.794	17.927.534		
-585	875.574	17.828.740		
-630	1.069.639	16.953.166		
-636	55.190	15.883.527		
-675	913.030	15.828.337		
-720	1.044.529	14.915.307		
-726	50.484	13.870.778		
-765	863.252	13.820.294		
-810	1.053.705	12.957.042		
-816	58.016	11.903.337		
-855	901.342	11.845.321		
-900	914.672	10.943.979		
-906	31.113	10.029.307		
-945	772.996	9.998.194		
-990	1.272.873	9.225.198	Kaskade III:	9.975.209
-996	64.078	7.952.325		
-1035	743.307	7.888.247		
-1080	763.755	7.144.940		
-1086	34.437	6.381.185		
-1125	655.306	6.346.748		
-1170	598.322	5.691.442		
-1176	21.298	5.093.120		
-1215	570.068	5.071.822		
-1260	484.996	4.501.754		
-1266	35.615	4.016.758		
-1305	778.311	3.981.143		
-1350	622.545	3.202.832	Kaskade IV:	5.372.038
-1356	23.918	2.580.287		
-1395	530.688	2.556.369		
-1440	450.256	2.025.681		
-1485	397.207	1.575.425		
-1530	308.522	1.178.218		
-1575	201.777	869.696		
-1620	317.195	667.919		
-1626	41.750	350.724		
-1665	142.395	308.974		
-1710	143.127	166.579	Kaskade V:	2.556.835
-1755	13.273	23.452		
-1800	10.179	10.179	Kaskade VI:	33.631

Tab. 61: Liste der Minerale, die aus der Lagerstätte Niederschlema/Alberoda beschrieben wurden (SCHRÖDER & LIPP 1990a, 1990b). Häufigere Minerale sind kursiv gesetzt (J. MEYER, pers. Mitt.). Die Formeln sind nach STRUNZ (1982), STRÜBEL & ZIMMER (1982) oder von PHILIPSBORN (1967) angegeben, englische Mineralnamen nach BATES & JACKSON (1987).

Nr.	Nr. WATEQ4F	Name	Englischer Name	Formel
1		Aguilarit	aguilarite	Ag_4SeS
2		Aikinit	aikinite	$2PbS\cdot Cu_2S\cdot Bi_2S_3$
3	445	Akanthit	acanthite	Ag_2S
4		Aktinolith	actinolite	$Ca_2(Mg,Fe)_5[(OH,F)\vert Si_4O_{11}]_2$
5		Allargentum	allargentum	ε-(Ag,Sb)
6		Allemontit	allemontite	Sb-As
7		Almandin	almandine	$Fe_3Al_2[SiO_4]_3$
8		Anatas	anatase	TiO_2
9		Andradit	andradite	$Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$
10	17	Anhydrit	anhydrite	$Ca[SO_4]$
11		Ankerit	ankerite	$CaFe[CO_3]_2$
12	494	***Annabergit***	annabergite	$Ni_3[AsO_4]_2\cdot 8H_2O$
13		***Antimon***	antimony	Sb
14		Apatit	apatite, phosphorite	$Ca_5[F\vert(PO_4)_3]$
15		Apophyllit	apophyllite	$KCa_4[F\vert(Si_4O_{10})_2]\cdot 8H_2O$
16	21	Aragonit	aragonite	$CaCO_3$
17		Argentit	argentite	Ag_2S
18		Argentopyrit	argentopyrite	$AgFe_2S_3$
19		***Arsen***	arsenic	As
20		Arsenolamprit	arsenolamprite	α-As
21	497	Arsenolith	arsenolite	As_2O_3
22		***Arsenopyrit***	arsenopyrite	FeAsS
23		Atelestit	atelestite	$Bi_2[O\vert OH\vert AsO_4]$
24		Auripigment	auripigment	As_2S_3
25	620–622/625/626	***Autunit***	autunite, calcouranite	$Ca[UO_2\vert PO_4]_2\cdot 10(12–10)H_2O$
26	144	***Baryt***	barite	$Ba[SO_4]$
27		Becquerelit	becquerelite	$6[UO_2\vert(OH)_2]\cdot Ca(OH)_2\cdot 4H_2O$
28		Berzelianit	berzelianite	Cu_2Se
29		Beyerit	beyerite	$CaBi_2[O\vert CO_3]_2$
30		Bieberit	bieberite	$Co[SO_4]\cdot 7H_2O$
31		Bismuthinit	bismuthine, bismuthinite	Bi_2S_3
32		Bornit	bornite, erubescite	Cu_5FeS_4
33		Bournonit	bournonite	$2PbS\cdot Cu_2S\cdot Sb_2S_3$
34		Bravoit	bravoite	$(Ni,Fe,Co)S_2$
35	12	***Calcit***	calcite	$CaCO_3$
36		Cannizzarit	cannizzarite	$Pb_3Bi_5S_{11}$
37		***Carnotit***	carnotite	$K_2[UO_2\vert(VO_4)_2]\cdot 3H_2O$
38		Cassiterit	cassiterite, tinstone	SnO_2
39	365	Cerussit	cerussite	$PbCO_3$
40	250	***Chalkopyrit***	chalcopyrite	$CuFeS_2$
41		Chalkosin	chalcocite, chalcosine	Cu_2S
42		***Chloantit***	chloanthite	$NiAs_3$
43	125/49	***Chlorit***	chlorite	$(Mg,Fe)_3[(O,OH)_2\vert AlSi_3O_{10}]$
44		Cinnabarit	cinnabarite	HgS
45		***Clausthalit***	clausthalite	PbSe
46		***Cobaltin***	cobaltite	CoAsS
47	577	***Coffinit***	coffinite	$U[SiO_4]$
48	246	Covellin	covelline, covellite	CuS
49		Crookesit	crookesite	$(Cu,Tl,Ag)_2Se$
50		Cubanit	cubanite	$CuFe_2S_3$
51		Curit	curite	$3PbO\cdot 8UO_3\cdot 4H_2O$
52	11/401	Dolomit	dolomite	$CaMg[CO_3]_2$
53		Dyskrasit	dyscrasite	Ag_3Sb
54		Emplektit	emplectite	$Cu_2S\cdot Bi_2S_3$
55		Epidot	epidote, pistacite	$Ca_2(Fe,Al)Al_2[O\vert OH\vert SiO_4\vert Si_2O_7]$
56		***Erythrin***	erythrite	$Co_3[AsO_4]_2\cdot 8H_2O$
57		Eukairit	eucairite	α-$Cu_2Se\cdot Ag_2Se$
58	62	***Fluorit***	flourite	CaF_2
59		Fourmarierit	fourmarierite	$8[UO_2\vert(OH)_2]\cdot 2Pb(OH)_2\cdot 4H_2O$
60		***Galenit***	galena, galenite	PbS
61	18	Gips	gypsum	$Ca[SO_4]\cdot 2H_2O$
62	110	Goethit	goethite	α-FeOOH
63		Granat (Grossular)	garnet	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$
64		Guanajuatit	guanajuatite	$Bi_2(Se,S)_3$
65	600	Gummit	gummite, gummy matter	Formeln s. Tab. 9
66	108	***Hämatit***	hematite	Fe_2O_3
67		Hessonit	hessonite	$Ca_3(Al,Fe)_2[SiO_4]_3$
68		Klockmannit	klockmannite	CuSe

Nr.	Nr. WATEQ4F	Name	Englischer Name	Formel
69		Kobaltpentlandit	cobalt pentlandite	$(Co,Ni,Fe)_9S_8$
70		***Kupfer***	copper	Cu
71		Lautit	lautite	$CuAsS$
72		Limonit	limonite, brown hematite	α-FeOOH
73		***Löllingit***	lollingite	$FeAs_2$
74		Luzonit	luzonite	Cu_3AsS_4
75	107	Magnetit	magnetite	$(Fe^{3+}Fe^{2+})Fe^{3+}O_4$
76	235	Malachit	malachite	$Cu_2[(OH)_2\|CO_3]$
77	189	Manganit	manganite	γ-MnOOH
78		Markasit	marcasite	FeS_2
79		Maucherit	maucherite	$Ni_{<3}As_2$
80		Mgriit	mgriite	$(Cu,Fe)_3AsSe_3$
81		Miargyrit	miagyrite	$AgSbS_2$
82	415	Millerit	millerite, nickel pyrites	β-NiS
83		Molybdänit	molybdenite	MoS_2
84		Muskovit	muscovite	$KAl_2[(OH,F)_2\|AlSi_3O_{10}]$
85		Naumannit	naumannite	Ag_2Se
86		***Nickelin***	nickeline	$NiAs$
87		Orthoklas	feldspar	$K[AlSi_3O_8]$
88		Para-Rammelsbergit	pararammelsbergite	$NiAs_2$
89		***Pharmakolith***	pharmacolite	$CaH[AsO_4]\cdot 2H_2O$
90		Polybasit	polybasite	$8(Ag,Cu)_2S\cdot Sb_2S_3$
91		Proustit	proustite	Ag_3AsS_3
92	197	Psilomelan	psilomelane	$(Ba,Mn^{2+}...)_3(O,OH)_6Mn_8O_{16}$
93		Pyrargyrit	pyrargyrite	Ag_3SbS_3
94	114	***Pyrit***	iron pyrite	FeS_2
95	183	Pyrolusit	pyrolusite	β-MnO_2
96		Pyromorphit	pyromorphite	$Pb_5[Cl\|(PO_4)_3]$
97	53	Pyrophyllit	pyrophyllite	$Al_2[(OH)_2\|Si_4O_{10}]$
98		Pyrostilpnit	pyrostilpnite	Ag_3SbS_3
99		Pyrrhotin	pyrrhotite	FeS
100	101	Quarz	quartz	SiO_2
101		***Rammelsbergit***	rammelsbergite	$NiAs_2$
102	501	Realgar	realgar	As_4S_4
103	190/564	Rhodochrosit	rhodochrosite	$MnCO_3$
104		Rößlerit	rosslerite	$MgH[AsO_4]\cdot 7H_2O$
105		***Safflorit***	safflorite	$CoAs_2$
106		***Scheelit***	scheelite	$Ca[WO_4]$
107		Schörl	tourmaline, achroite	$NaFe_3Al_6[(OH)_{1+3}\|(BO_3)_3\|Si_6O_{18}]$
108		***Selen***	selenium	γ-Se
109	94	***Siderit***	siderite	$FeCO_3$
110		***Silber***	silver	Ag
111		Skorodit	scorodite, pitticite	$Fe^{3+}[AsO_4]\cdot 8H_2O$
112		Skutterudit	scutterndite	$CoAs_3$
113		Smythit	smythite	Fe_3S_4
114	286	***Sphalerit***	shalerite, zinc blende	α-ZnS
115		Stephanit	stephanite	$5\ Ag_2S\cdot Sb_2S_3$
116		Sternbergit	sternbergite	$AgFe_2S_3$
117		Stetefeldtit	stetefeldite	$Ag_{1-2}Sb_{2-1}(O,OH,H_2O)_7$
118		***Symplesit***	symplesite	$Fe_3^{2+}[AsO_4]_2\cdot 8H_2O$
119	37	Talk	talc	$Mg_3[(OH)_2\|Si_4O_{10}]$
120		Tennantit	tennantite	$Cu_3AsS_{3,25}$
121		Tetraedrit	tetrahedrite	$Cu_3SbS_{3,25}$
122	629	***Torbernit***	torbernite	$Cu[UO_2\|PO_4]_2\cdot 10(12–8)H_2O$
123		***Tujamunit***	tyuyamonite	$Ca[UO_2\|VO_4]_2\cdot 5H_2O$
124		Ullmannit	ullmannite	$NiSbS$
125		Umangit	umangite	Cu_3Se_2
126	573	***Uraninit***	uraninite	UO_2
127	632	Uranophan	uranophane	$CaH_2[UO_2\|SiO_4]_2\cdot 5H_2O$
128		Uranopilit	uranopilite	$[6UO_2\|5(OH)_2\|SO_4]\cdot 12H_2O–1H_2O$
129		Uranospinit	uranospinite	$Ca[UO_2\|AsO_4]_2\cdot 10H_2O$
130		Vaesit	vaesite	NiS_2
131		***Weilit***	weilite	$CaH[AsO_4]$
132		Whewellit	whewellite	$Ca[C_2O_4]\cdot H_2O$
133		***Wismut***	bismuth	Bi
134	145	Witherit	witherite	$BaCO_3$
135		***Wolframit***	wolframite	$(Mn,Fe)WO_4$
136		Wollastonit	wollastonite	$Ca_3[Si_3O_9]$
137		Wurzit	wurtzite	β-ZnS
138		Xanthokon	xanthoconite	Ag_3AsS_3
139		Zeunerit	zeunerite	$Cu[UO_2\|AsO_4]_2\cdot 10(16–10)H_2O$
140		Zippeit	zippeite	$[6UO_2\|3(OH)_2\|3SO_4]\cdot 12H_2O\cdot 3H_2O$